

KOÇYAKA METAMORFİK KOMPLEKSİ'NİN METAMORFİK EVRİMİ: BATI ORTA ANADOLU'DA YB/DS METAMORFİZMALI TEKTONİK BİR BİRİM

METAMORPHIC EVOLUTION OF KOÇYAKA METAMORPHIC COMPLEX: A HP/LT TECTONOMETAMORPHIC UNIT IN WESTERN CENTRAL ANATOLIA

Levent Özgül, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., 06531, Ankara
M. Cemal GÖNCÜOĞLU, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., 06531, Ankara

ÖZET

Torid-Anatolid platformunun dalma-batmaya uğramış pasif kenarını temsil eden tektono-metamorfik dilimlerden biri olan Koçyaka Metamorfik Kompleksi (KMK), en altta Triyas-Jura yaşlı rekristalize platform karbonatları ile temsil edilir. Metamorfik pelajik sedimanlardan oluşan Midos Tepe Formasyonu bunun üzerinde uyumlu olarak yer alır. KMK'nın üst bölümü, altta "matrix içinde blok" ve üstte ise "blok—blok" tipli metaolistostromlardan oluşur. Her iki birim de tipik allolistostrom kökenli olup, gerek türbiditik matriks kayalarında, gerekse dalma-batma zonu üstü tipi metaofiyolit bloklarında YB/DS parajenezleri içerirler. Albiyen-Maastrichtiyen sırasında KMK'yı etkileyen YB/DS metamorfizması birbirini takip eden en az üç evrede gelişmiştir: M_1 - Na-piroksen – lavsonit fasiyesinde başlangıç mavişist metamorfizması (*statik evre*); M_2 - Na-amfibol – lavsonit fasiyesinde ana evre (*penetratif evre*); M_3 - Glokofan – yeşilsist fasiyesinde geç evre (*üzerleyen evre*). Matriks ve bloklar, her bir metaolistostrom biriminde birbirinden farklı dokusal ve parajenetik özellikler sunarlar. Yalnız bloklarda gözlenen M_1 evresinin en yüksek metamorfik koşulları, olasılıkla Neotetis okyanusal kabuk malzemesinin progresif dalma-batması, YB/DS bloklarının yığışım prizması kamasına eklenmesi ve yığışım prizmasının en az bir bölümünün dalma-batmaya uğraması ile ilintilidir. M_2 penetratif evresi, yayönü/yığışım prizması malzemesinin pasif kenar olistostromlarına aktarılması ardından gerçekleşmiş olmalıdır. Olistostromların dalıp- batması sırasında hakim olan bu evre süresince, selektif statik rekristalizasyon hala etkilidir. En son evre (M_3), yitime uğramış pasif kıta kenarının progresif olarak dilimlenmesi, yüzeylenmesi ve önülke üzerine yerleşmesi ile ilgili gelişmiştir. Yaygın olarak gözlenen duraysız doku ve parajenezler ile saat ibresi yönündeki P-T-t eğrisi, KMK'nın karmaşık yapısının ve çok evreli metamorfizmasının Franciscan-tipi mavişist metamorfizması koşullarıyla (litolojik ve kompozisyonel farklılıklar, sıvı etkileşimi, matriks-blok ilişkileri, makaslanma ve Na-metasomatizması) gerçekleşmiş olabileceğini işaret etmektedir.

ABSTRACT

Tectonometamorphic Koçyaka Metamorphic Complex (KMC), representing one of the slivers derived from subducted passive continental margin sequence of the Tauride-Anatolide Platform, comprises thick recrystallized platform-type carbonates (Loras limestone) at the bottom. Metamorphosed pelagic sediments (Midos Tepe Formation) rest conformably over them. The upper part is represented by lower block-in matrix type and upper block-block type meta-allolistostromes comprising HP/LT paragenesis

both in matrix and supra-subduction zone generated metaophiolitic blocks. KMC was affected by at least three successive metamorphic events during Albian-Maastrichtian as: M_1 -Incipient blueschist metamorphism/Na-pyroxene+lawsonite facies (static stage), M_2 - Na-amphibole+lawsonite facies (penetrative stage), M_3 - Na-amphibole–greenschist facies conditions (overprint stage). The turbiditic matrix and blocks of each metaolistostromes display different textural and polyphase HP/LT paragenetic data. First peak conditional event comprises blocks, and most probably related with progressive subduction of Neo-tethyan oceanic crust material, accretion of HP/LT blocks to wedge and possibly subduction of at least some parts of accretionary prism. Penetrative stage must occur after arrival of various forearc/accretionary prism material to passive marginal olistostromes. It is subjected with subduction of olistostrome while selective static crystallization remains effective. The latest event is related with progressive slicing of subducted passive margin, formation of KMC, and exhumation and emplacement to foreland. The strong inequilibrium textures and paragenesis, clockwise P-T-t path indicate that Franciscan-type blueschist metamorphism conditions (effects of lithological conditions, fluid interactions, matrix-block relations, shearing and Na-metasomatism) must have contributed to the formation of polymetamorphic and complex nature of KMC.

1. GİRİŞ

Kuzeybatı ve Orta Anadolu Yüksek Basınç/Düşük Sıcaklık (YB/DS) metamorfileri, Türkiye'nin alpin dağ oluşumunun incelenmesinde çok kritik öneme sahiptirler. Bu metamorfiler, Mustafakemalpaşa'dan Bünyan'a kadar uzanan ve Doğu Akdenizin en uzun korunmuş mavişist kuşağını (Okay, 1984'ün Tavşanlı Zonu; Özcan vd. (1988)'in Kütahya-Bolkardağ Kuşağı ve Göncüoğlu vd. (1996)'nın Torit-Anatolit Kompozit Birliği'nin Kütahya-Bolkardağ Kuşağı) oluştururlar. Her ne kadar bu kuşaktaki YB/DS birimlerin varlığı otuz yılı aşkın bir zamandır biliniyorsa da (Kaaden, 1966), ilk detaylı ve lokal petrolojik çalışma ancak daha yakın bir tarihte gerçekleştirilebilmiş (Carpenter ve Okay, 1978) ve kuşağın kuzeybatı kısmını irdeleyen ilk bölgesel çalışma da ancak kısa bir süre önce sonuçlanmıştır. (Okay, 1984). Bir çok araştırmacı (örneğin, Kaaden (1966), Çoğulu ve Krummenacher (1967), Lisenbee (1971), Kulaksız ve Philips (1975), Özcan vd. (1988, 1990), Önen ve Hall (1993), Okay vd. (1998), Göncüoğlu vd. (1997), Yalınz vd. (1998), Özgül (1998)), bu kuşakta bulunan alpin YB/DS parajenezlerine sahip kesimlere işaret etmiştir.

Bu çalışmanın amacı, kuşağın en kritik ve en az çalışılmış bölümlerinden biri olan Altınekin (Konya kuzeyi) bölgesindeki bir Neotetis tektonik dilimi olan Koçyaka Metamorfik Kompleksi (KMK; Özgül ve Göncüoğlu, 1998)'nin YB/DS metamorfilerinin tektono-stratigrafik ve petrolojik özelliklerini vurgulamak, metamorfik evrimini incelemek ve kuşaktaki önemini ortaya çıkarmaktır.

2. TEKTONİK TANIMLAMA

Çalışma alanı Torit-Anatolit Kompozit Birliği'nin bir üyesi olan Kütahya-Bolkardağ Kuşağı'nda bulunmaktadır (Göncüoğlu vd., 1996). Torit-Anatolit Kompozit Birliği, Neotetis'in Vardar-İzmir-Ankara-Erzincan okyanusunun güneyindeki pasif kıtasal platformu temsil eder ve güneyde genellikle metamorfik olmayan bir nap paketinden oluşan Toritler ve kuzeyde metamorfitlerden meydana gelen Anatolitler'den oluşur. Anatolitler'in en kuzey kenarı temsil eden Kütahya-Bolkardağ Kuşağı düşük dereceli metamorfik dilimlerden oluşur. Bu kuşak, Triyas öncesi düşük-dereceli metamorfik bir temelden, Mesozoyik platform istiflerinden ve Geç Kretase-Erken Paleosen yaşlı ofiyolitik olistostromlardan oluşur.

Kuşak, Torit-Anatolit platformunun en kuzey ucunu temsil eder ve iki alpin altbirime sahiptir (Göncüoğlu vd., 1996): 1)- kuzeyde pasif kenarın yitime uğramış kısmını temsil eden düzensiz bir YB/DS metamorfik kuşak (Okay, 1984'ün Tavşanlı Zonu) ve 2)- düşük dereceli metamorfizma geçirmiş esas kısım (Okay, 1984'ün Afyon Zonu). Çalışma alanına ait farklı modellerde (Okay, 1984; Özcan vd., 1988; Göncüoğlu vd., 1996) ortak görüş ise, bu kuşaktaki dilimlerin en üst birimlerinde bir okyanusal kabuk dilimi, ofiyolit altı metamorfikleri ve ilintili yığılım kaması malzemesi tarafından altlanan ve Geç Kretase yaşlı metaofiyolitik (genellikle YB/DS metamorfizmalı) blokların bulunduğu bir Geç Kretase-Erken Paleosen yaşlı melange *dar anlamda* (olistostrom veya YB/DS metaolistostromu) bulunmasıdır. İncelenen alanda yaygın olarak yer alan KMK bu birimlerden sonuncusuna karşılık gelir ve yapısal benzer istiflenme özelliği sunan ancak YB/DS metamorfizması sunmayan dilimlerle altlanır.

3. TEKTONO-STRATİGRAFİ

KMK, Orta Batı Anadolu'da çeşitli metaofiyolitik malzemeyi kapsayan bir tektono-metamorfik birliği temsil eder. KMK, Haydos köyünden güneye Beşagıl köyüne kadar K-G/KB-GD yönünde uzanan bir dilimdir (Özcan vd., 1990; Özgül, 1998; Özgül ve Göncüoğlu, 1998, 1999; Göncüoğlu vd., 1997; Yalnız vd., 1998) (Şekil 1). KMK, en altta çalışma alanında yüzeylemeyen Orta Triyas-Erken Kretase yaşlı, kalın, yeniden kristallenmiş sıg su karbonatları ile temsil edilir (Loras Formasyonu, Göger ve Kıral, 1973). Konya'nın kuzeybatısında Kadınhanı-Ilgın-Sarayönü-Sızma bölgesinde ise, bu birimin esas temelini temsil ettiği düşünülen Orta-Üst Paleyozoik yaşlı ve düşük dereceli bir metamorfizmayı üzerleyen bir YB/DS metamorfizmasından etkilenmiş başka bir dilimin varlığı ortaya konmuştur (Özcan vd., 1990).

KMK'nın en iyi yüzeylendiği alan olan Altnekin bölgesinde, dilimin en alt birimini yeniden kristallenmiş pelajik çökellerle temsil edilen Midos Tepe Formasyonu (Göger ve Kıral, 1973) oluşturur. Senomaniyen yaşlı (Özgül, 1998; Özgül ve Göncüoğlu, 1998) birimin alt kısmında ince tabakalı pelajik metakarbonatlar ile bunlarla ara katkılı metaçört ve metapelit bantları bulunur. Birimde, üste doğru metaçört ve metapelit bantları sıklaşır. En üst kesimde ise bu kez yeniden kristallenmiş pelajik killi kireçtaşı, metapelit ve metaçört arabantlı metakalsi-türbiditler yoğunluk kazanır. Bu kısım üstteki olistostromun matriksine dereceli geçişi temsil eder.

Midos Tepe Formasyonu'nun metatürbiditik en üst kısmının üzerine gelen metaolistostrom ("Koçyaka Metaofiyolitik Kompleks", Özcan vd., 1990), "allolistostrome" (Raymond, 1984) karakterlidirler. KMK'nın en üst birimini temsil eden birim ofiyolitik malzeme içeren bir metamorfik kompleks özelliğindedir. Özgül (1998) bu metaolistostromu iki ayrı alt birime ayırtlamıştır: 1)- altta matriks ağırlıklı Altnekin metaolistostromu (AtM) (matriksin içinde blok tipte) ve 2)- üstte blok ağırlıklı Akçaşar Metaolistostromu (AşM) (blok-blok tipte).

AtM'un tabanında, metaçört, metatüfit/metatüf ve olistostromlu metakırıntılı düzeyleri ile arakatlı iyi yapraklanmış metakalsi-türbidit ağırlıklı matriks bulunur. Birimin üst seviyelerinde olistostromlu metarenit ve metapelit hakim olur. Özellikle taban kesimlerinde küçük boyutlardaki metavolkanit, serpantin, magnezyum-şist, mavişist, metabazalt, metaçört bantlı amfibolit ve mermer olistolitleri matriksin içinde yüzer konumdadır. Genellikle D-B yönünde, ana sıkışma eksenlerine dik ve kuzeye eğimli S₀ ve S₁ yapraklanmaları, çoğunlukla DGD-KBK ve DKD-BGB yönlü ve yine kuzeye eğimli S₂ ve S₃ yüzeyleri ile kıvrılmışlardır. Altnekin yöresinde yaklaşık 1500 m.'yi bulan kalınlıktaki AtM dikey ve yatay yönde AşM'ye geçer.

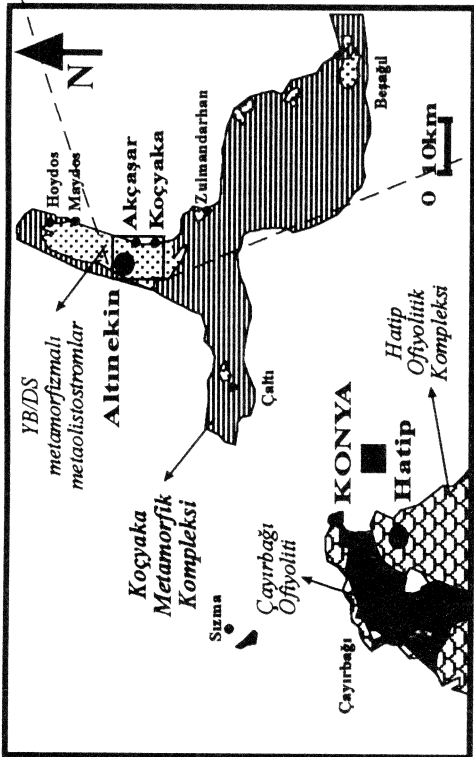
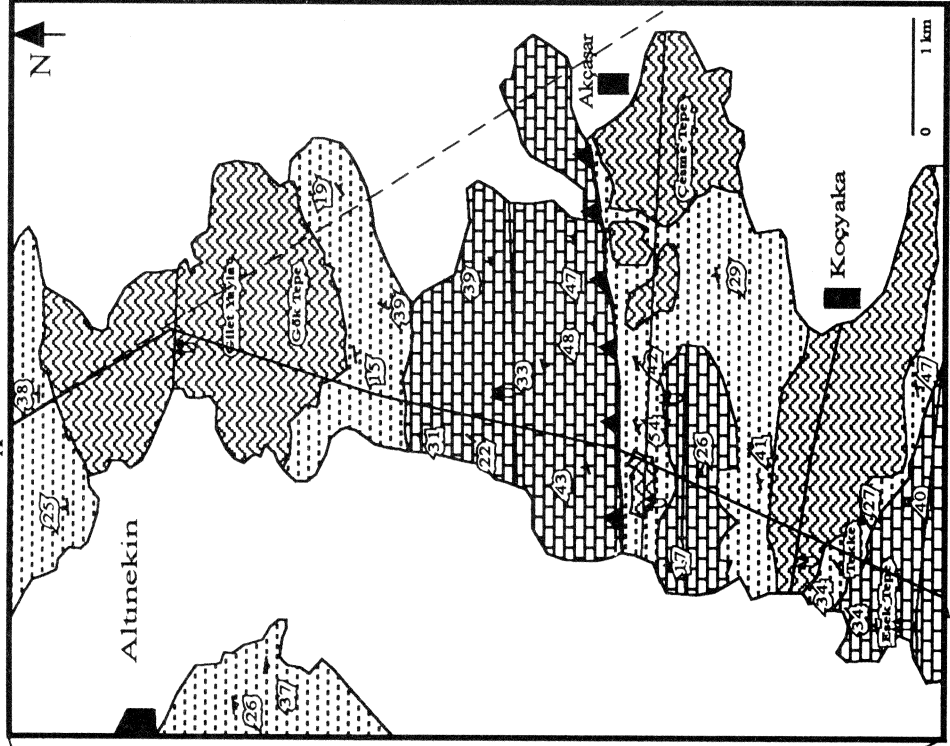
AşM'un yer yer iyi yapraklanmış metaçört, metatüf/tüfit ve metakalsi-türbidit arakatlı metapelitik, metapsamitik ve metaruditik matriksi, bloklar arasında cep veya mercek konumludur. Çeşitli metabazit, yastık yapılı metabazalt, metaçört, metaserpantin, metakromit, metaultramafit, magnezyum-şist, metapiroklastit, amfibolit ve mermer blokları genellikle blok-blok konumludur ve özellikle Akçaşar bölgesinde aralarında ince bantlar halinde makaslanmış matriks kayası bulunur. Burada, bazı bloklarda (metabazalt, metatüf, metaçört, metaserpantin ve pelajik metakarbonat blokları) matriksin maruz kaldığı yoğun penetratif deformasyon etkileri gözükürken, bazı blokların (özellikle yastık yapılı metabazalt, metakromit, metavolkanoklastik, amfibolit, metagabro ve mermer blokları) sadece dış çeperleri ve çatlakları boyunca matriksle uyumlu deformasyonlar belli belirsiz gözlemlenmekte, iç kısımları ise çoğunlukla korunmuş bulunmaktadır. Bazı metaofiyolitik bloklar ise tamamen kırılma uğramış ve matriksimsi bir görüntü kazanmış serpantin kütlelerinin içinde bulunarak yalancı bir blok-matriks ilişkisi göstermektedir. Birimin en üst kesimlerinde, Gilet Yayla-Gök Tepe yöresinde büyük granatlı metakromit ve metaultramafit kütlelerinin hemen altında, kısmen ilksel düzeneği korunmuş amfibolitler ve bunlarla ardalanmalı granatlı metaçört ve mavi metabazitlerden oluşan paketler bulunmaktadır. Bu paketler büyük olasılıkla bir ofiyolit altı metamorfik grubunu temsil etmektedirler (Özcan vd., 1990; Özgül, 1998; Özgül ve Göncüoğlu, 1998). AşM, Akçaşar ve Gilet Yayla bölgelerinde 2000m'ye varan bir görünür kalınlığa sahiptir. Birime, Maydos yöresindeki örtü biriminden alınan fosillere göre Senomaniyen sonrası-Daniyen öncesi yaş aralığı önerilmiştir (Göncüoğlu vd., 1997; Özgül, 1998; Özgül ve Göncüoğlu, 1998).

VAŞ	BİTİM	Katolik	Litoloji
1	Dilekçi	-60	
2	Kahta	-20	
		-2000	
		-1500	
			-500

UŞT KRATESE

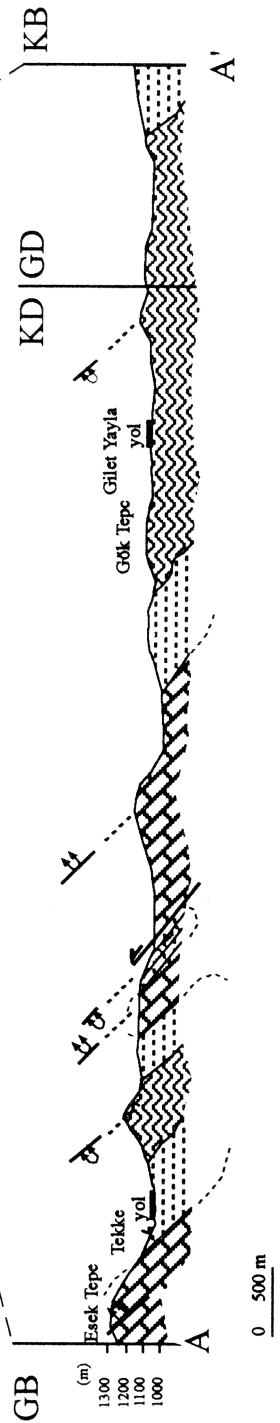
Koçyaka Metamorfik Kompleksi

1-Miyosen-Pliyosen
2-Alt-Orta Paleosen
MTF: Midos Tepe Formasyonu



AÇIKLAMALAR:

- Dilekçi Formasyonu
- Akçaşar Metaolistostromu
- Altinekin Metaolistostromu
- Midos Tepe Formasyonu
- Koçyaka Metamorfik Kompleksi
- Birim sınırı
- Yapılaşma yönü ve eğimi
- Bindirme Fayı
- Devrik antiklinal
- Devrik sinklinal
- Kesit hattı



Şekil 1. Çalışma alanının genel jeolojik haritası, dikme kesiti ve yapısal kesiti.

AtM ve AşM; 1)- Kaotik olmayan, düzenli kaya-stratigrafik özellikte olması, 2)- Olistostromlardan çok az yaşlı bir formasyon tarafından altlanması (Midos Tepe Formasyonu, Senomaniyen), 3)- Olistostromlardan çok az genç bir formasyon tarafından üstlenmesi (Daniyen klastik sedimanları), 4)- Parçalanmaların ve karışmaların gravite kuvvetleri tarafından oluşturulması, 5)- Çok kısa bir jeolojik zaman aralığında blokların gravite kaymaları ile yerleşmeleri (Senomaniyen sonrası-en üst Maastrichtiyen öncesi), 6)- Blok yerleşimi sırasında yarı-akışkan matriks konumu (kalsi-türbiditik), 7)-Elastikten plastik-akışkana değişen davranışı ve sünümlü deformasyon özellikleri, 8)- Ekzotik ofiyolitik blokların varlığı, 9)- İç devamlılığın var olmaması ancak matriks litolojileri arasında düzen, 10)- Çökeltmeli alt sınır, 11)- Yoğun makaslanmanın görülmemesi, 12)- Yuvarlanmış, yarı-yuvarlanmış ve yarı-köşeli blokların yoğunluğu nedenleriyle "allolistostrome" (Raymond, 1984) karakterlidir (Özgül, 1998). Bu nedenlerle AtM ve AşM çok büyük olasılıkla denizaltı gravite kayma mekanizması ve türbiditik akıntılar ile oluşmuştur. KMK'nın temeli ise bir kıta yokuşu fasiyesi çökellerini temsil eder. Midos Tepe Formasyonu ve AtM arasındaki geçişli sınır ise ikincinin, bir yığılma-yitim kompleksinde türemiş tektonik karışıktan ("mélange sensu stricto") çok egzotik blok içeren olistostromlu bir birim olduğuna işaret eder. AtM ve AşM'da yer alan metabazalt blokları jeokimyasal olarak, bir dalma-batma zonu üstü tektonik ortamının genel yelpazesi olan ada-yayı toleyiti, ada-yayı toleyiti/okyanus ortası sırtı bazalt geçişi, okyanus ortası sırtı bazaltı ve okyanus adası bazaltı ortamlarını yansıtır (Özgül, 1998; Yalın vd., 1998).

4. TEKTONO-METAMORFİZMA

KMK kayaç örneklerinden alınan numunelerin dokusal verileri ile metamorfik mineral topluluk ve parajenezlerinin analizleri incelendiğinde, Albiyen-Maastrichtiyen aralığında en az üç birbirini takip eden evrede gelişen YB/DS metamorfizmasının etkileri görülmektedir (Çizelge 1). Bunlar sırasıyla: 1)- Statik belirgin olmayan metamorfik evre, 2)- Penetratif evre, 3)- Üzerleyen evre'dir. *Statik Evre* (M_1), Na-piroksen-lavsonit fasiyesi mineral topluluklarını içeren başlangıç mavişist metamorfizması ile temsil edilir. Bu evre esas olarak AşM'nun metabazit blokları ile metavolkanoklastit, amfibolit ve metagabro bileşimindeki kayaçlarda yaygın olarak izlenmektedir. Dokusal veriler, statik yeniden kristallenme mekanizması ve topotaktik dönüşüm ile magmatik ojitlerin Na-piroksen'e dönüşümüne işaret etmektedir. Bazı metabazit kayaçlarda ise Na-piroksen + lavsonit₁ + Na-amfibol₁ parajenezi kayaçların magmatik matriksinde yoğun olarak bulunur. Yine aynı tür kayaçlarda Na-piroksen ve Na-piroksen + lavsonit₁ damar dolguları da izlenir. Yapraklanmaya uğramamış bu kayaçlarda ilksel doku tamamen, ilksel mineraloji ise kısmen korunmuştur. Özellikle yastık lav formundaki metabazitlerde, kayacın dış çeperlerinde matriksdekine uygun bir yapraklanma söz konusudur. Metagabrolarda magmatik plajiyoklazların lavsonite₁ dönüşümü tipiktir. Amfibolitlerde ise ilksel oluşan hornblend'lerin çeperlerinde Na-amfibol₁ gelişimi izlenmektedir. Metavolkanoklastitlerde ise, yine ilksel kırıntılı doku hakim olup, kayaçta yoğun Na-piroksen ve lavsonit₁ gelişimi hakimdir. Burada ilginç olan bir husus ise, Na-piroksen ve lavsonit₁ oluşumunun bazı metamorfik kayaçlarda sınırlı kalırken, aynı zamanda benzer kimyasal bileşimli kayaçların bir kısmında ise bu mineral topluluğunun bulunmamasıdır.

Esas metamorfik evre olan *Penetratif Evre* (M_2) sırasında ise Midos Tepe Formasyonu, AtM ve AşM birimlerinin gerek matriks gerekse blok kayaçlarında yaygın olarak bulunan S_1 ve S_2 düzlemlerinde izlenen Na-amfibol₂ gelişimi izlenir (Na-amfibol-lavsonit fasiyesi şartları). Bu evre, kırıntılı matriks kayaçlarında gözlenen ilk metamorfik evredir ve S_1 ile S_2 düzlemleri boyunca gelişen Na-amfibol₂, fengit, zoyisit ve stilpnomelan mineralleri, manganlı çört ve şeyl'lerde ise Na-amfibol₂, spesartin granat ve piyemontit oluşumu ile temsil edilir. M_2 parajenezlerinin değişik kökenli bloklarda dağılımı ise ilginçtir. M_1 evresinin izleri görülen metabazit kayaçlarda, topotaktik dönüşüm ile Na-piroksen oluşmuş (M_1), sonra bu mineral üzerinde S_1 düzlemi boyunca ince Na-amfibol₂ + fengit parajenezi gelişmiş (M_2), ve bu iki deformasyonu kesen ikinci bir düzlem boyunca da (S_2) stilpnomelan çubukları gelişmiştir (M_2). Tüm bu oluşumlar ise daha sonraki üzerleyen evrede (M_3) gelişen S_3 düzlemi boyunca Na-amfibol₃ blastezleri ile kesilmiştir. M_1 evresinde gelişen Na-piroksenlerin Na-amfibol₂'ler tarafından kısmen ya da tamamen çerçeveslenmesi, dilinimleri boyunca yenilenmesi ile lavsonit₁'lerin zoisitlere dönüşümü izlenmektedir. S_2 boyunca Na-amfibol₂ + lavsonit₂ gelişimi metabazit kayaçlarda tipiktir. AşM'deki ilksel dokusu korunmuş metagabro bileşimli kayaçlarda, magmatik hornblendler Na-amfibol₂'e dönüşmüş, Na-piroksen gelişmemiş kayaçlarda ojitler önce uralitleşmiş, daha sonra bu ikincil hornblendler mavi / yeşilimsi mavi Na-amfibol₂ çubukları ile çerçeveslenmiştir. Plajiyoklazların yalancı şeklini alan lavsonitler₁ bu kere zoisitlere dönüşmektedirler. Amfibolitlerde ise yine duraysız metamorfik şartların yol açtığı yeni mineral gelişmeleri (S_1 boyunca Na-amfibol₂ blastezi), bir yandan statik deformasyon sürerken (hornblendin Na-

Çizelge 1. KMK'nin metamorfizma evrelerine ait mineral toplulukları ve parajenezleri

Birim	Kayaç tipi	İlksel kayaç	Mineral topluluğu	M ₁	M ₂	M ₃	YB/DS parajenez
<i>Midos</i>	<i>kalk-şist</i>	<u>kalsi-türbidit</u>	<i>aktinolit</i>			X	Na-amfibol+fengit
<i>Tepe</i>	<i>mermer</i>	<u>pelajik kireçtaşı</u>	<i>albit</i>			X	
<i>Form.</i>			<i>fengit</i>		X		
			<i>klorit</i>			X	
			<i>Na-amfibol</i>		X		
			<i>stilpnomelan</i>			X	
<i>AtM_{hamur}</i>	<i>kalk-şist</i>	<u>arenit</u>	<i>aktinolit</i>			X	Na-amfibol+fengit
	<i>mikaşist</i>	<u>Fe-çört</u>	<i>albit</i>			X	Na-amfibol+stilpnomelan
	<i>quvarsofeldspatik</i>	<u>kalsi-türbidit</u>	<i>alurgit</i>		X		Na-amfibol+granat
	<i>-mikaşist</i>	<u>Mn-çört</u>	<i>epidote (s.l.)</i>			X	Na-amfibol+alurgit
	<i>quvars-şist</i>	<u>Mn-seyl</u>	<i>fengit</i>		X	X	
		<u>seyl</u>	<i>klorit</i>			X	
		<u>tüfit</u>	<i>Na-amfibol</i>		X	X	
			<i>piyedmontit</i>		X		
			<i>spesartin granat</i>				
			<i>stilpnomelan</i>		X	X	
			<i>zoyisit</i>			X	
<i>AşM_{hamur}</i>	<i>kalk-şist</i>	<u>bazik tuf</u>	<i>aktinolit</i>			X	Na-amfibol+lavsonit
	<i>mavişist (s.s.)</i>	<u>kalk-arenit</u>	<i>albit</i>			X	Na-amfibol+fengit
	<i>mikaşist</i>	<u>kalsi-türbidit</u>	<i>alurgit</i>		X		Na-amfibol+granat
	<i>quvarsofeldspatik</i>	<u>Mn-çört</u>	<i>epidote (s.l.)</i>			X	Na-amfibol+stilpnomelan
	<i>-mikaşist</i>	<u>Mn-seyl</u>	<i>fengit</i>		X	X	Na-amfibol+alurgit
	<i>quvars-şist</i>	<u>q-arenit</u>	<i>granat</i>		X		lavsonit+fengit
		<u>rudit</u>	<i>klorit</i>			X	
		<u>seyl</u>	<i>lavsonit</i>		X		
		<u>tüfit</u>	<i>Na-amfibol</i>		X	X	
			<i>spesartin granat</i>		X		
			<i>stilpnomelan</i>		X	X	
<i>AtM_{blok}</i>	<i>mavişist (s.s.)</i>	<u>bazik volkanik</u>	<i>aktinolit</i>			X	Na-amfibol+fengit
	<i>metabazalt</i>		<i>albit</i>			X	
			<i>epidote (s.l.)</i>			X	
			<i>fengit</i>		X	X	
			<i>klorit</i>			X	
			<i>Na-amfibol</i>		X	X	
			<i>stilpnomelan</i>			X	
			<i>zoyisit</i>			X	
<i>AşM_{blok}</i>	<i>amfibolit</i>	<u>andezit</u>	<i>aktinolit</i>			X	Na-piroksen+Na-amfibol
	<i>mermer</i>	<u>bazalt</u>	<i>albit</i>			X	Na-piroksen+lavsonit
	<i>metabazik</i>	<u>bazik tuf</u>	<i>alurgit</i>		X		Na-amfibol+lavsonit
	<i>metagabro</i>	<u>dolerit</u>	<i>antigorit</i>	X	X	X	lavsonit+pumpeliyit
	<i>magnezyum-şist</i>	<u>bazik volkanoklastit</u>	<i>epidote (s.l.)</i>			X	Na-amfibol+stilpnomelan
	<i>mikaşist</i>	<u>çört</u>	<i>fengit</i>		X	X	Na-amfibol+granat
	<i>quvars-şist</i>	<u>gabro</u>	<i>kalıntı fazlar</i>	X			Na-amfibol+alurgit
	<i>serpantinit</i>	<u>ultramafit</u>	<i>klorit</i>			X	Na-amfibol+talk
		<u>Mg-bazalt</u>	<i>lizardit</i>		X	X	
		<u>pelajik kireçtaşı</u>	<i>lavsonit</i>	X	X		
		<u>pelit</u>	<i>Mg-amfibol</i>		X		
		<u>serpantinit</u>	<i>Na-amfibol</i>	X	X	X	
			<i>Na-piroksen</i>	X			
			<i>pumpeliyit</i>	X			
			<i>spesartin granat</i>		X		
			<i>stilpnomelan</i>		X	X	
			<i>talk</i>	X	X	X	
			<i>zoyisit</i>		X	X	

amfibol₁'e dönüşümü) öte yandan penetratif deformasyonun ilerlemesi (S₂ boyunca phengit gelişimi), topotaktik değişimler (lavsonit₂ gelişmesi) ve kalıntı dokuların korunması (granoblastik ve granonematoblastik dokular) bir arada gözlemlenmektedir. Tek bir kristal üzerinde bile bu duraysız şartlar bulunmakta, bir ilksel amfibolit fasiyesi hornblendi önce Na-amfibol₂'le çerçevelenip sonra aktinolit iğneleri ile sarılmaktayken aynı kayaç numunesinde başka bir hornblend kristalinin tamamen Na-amfibol₂'e dönüştüğü gözlenmektedir. Gerek bu ofiyolit-altı metamorfik kayaçlarında, gerekse ilişkili metaçört bantlarındaki S₁ düzlemlerindeki Na-amfibol₂'ler aynı penetratif evrenin (M₂) ürünü olmalıdırlar. Metaserpantinit bloklarında da durum benzerdir. Genellikle bu blokların en dış çeperlerinde magnezyum-şist (antigorit + lizardit + talk + Mg-klorit + Mg-amfibol şist) hakimken, içe doğru önce antigorite + lizardit + Mg-klorit + kumigtonit/Mg-tremolit + antofilat parajenezisi sonra da Mg-klorit + kumigtonit + antofilat parajenezine rastlanmaktadır. Blokların çekirdekleri ise yapraklanmış serpantinit konumunda olup antigorit + lizardit + magnezit içermektedir. Gerek amfibollerin çeperlerinde gerekse S₂ düzlemlerinde Na-amfibol₂ blaztezi hakimdir.

Son evre ise (*Üzerleyen Evre*, M₃) esas olarak aktinolit – klinozoyisit/pistasit – klorit – albit oluşumu ile üçüncü nesil iğnemi veya nematoblastik Na-amfibol₃ gelişimi ile temsil edilir (glokofanitik-yeşilşist fasiyesi/epidot-mavişist fasiyesi). KMK'nin hemen tüm kayaç birimlerinde M₃ evresinin etkisi gözlemlenir. Midos Tepe Formasyonu'nun ve AtM'nin metakalsi-türbiditik kısmında gözlenen M₂ evresine ait uzun iğnemi Na-amfibol₂'ler kısmen aktinolit ve/veya klorite çerçevelenip dönüşmekte, metaolistostromların metapelitik kısmında ise çerçevelenme ile birlikte aynı zamanda S₃ düzlemleri boyunca yeni Na-amfibol₃ blaztezi rastlanmaktadır. Özellikle bol volkanik malzemeli kırıntılı kayaçlarda son evreye mahsus, üzerinde çok sayıda ince aktinolit ve/veya Na-amfibol₃ ile fengit iğneleri bulunan geç-tektonik albit ve epidot porfiroblaztezi gözlemlenmektedir. Bu S₂ ve S₃ deformasyonu sonrası blaztezi gelişimi, aynı zamanda klorit oluşumu ile eş zamanlıdır. Bloklardaki, daha önceki evreye ait Na-amfibol_{1,2} kristalleri M₃ evresinde oluşan aktinolit, klorit ve Na-amfibol₃ ile duraysız olarak bir arada bulunmaktadır. M₁ evresindeki plajiyoklas-lavsonit₁ ve M₂ evresindeki lavsonit₁-zoyisit dönüşümleri bu kere zoyisit-klinozoyisit veya albit yenilenmeleri ile gözlemlenmektedir. M₂ evresinde oluşan lavsonit₂'ler ise yine epidota dönüşmektedir.

Yaygın olarak gözlenen duraysız doku ve parajenezler, saat ibresi yönündeki P-T-t eğrisi ve geniş metamorfik koşullardaki (4-9 kb basınç, 200-400° sıcaklık) çoklu metamorfik evrim (Bucher ve Frey (1994)'e göre mavişist ve glokofanitik-yeşilşist fasiyesi; Özgül, 1998), KMK'nin karmaşık yapısının ve çok evreli metamorfizmasının Franciscan-tipi mavişist metamorfizması koşullarıyla (litolojik, reyolojik ve kompozisyonel farklılıklar, sıvı etkileşimi, matriks-blok ilişkileri, makaslanma ve Na-metasomatizması) gerçekleşmiş olabileceğine işaret etmektedir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Yalnız KMK'nin bloklarında gözlenen M₁ evresinin en yüksek metamorfik koşulları, olasılıkla Neotetis okyanusal kabuk malzemesinin progresif dalma-batması, YB/DS bloklarının yığışım prizması kamasına eklenmesi ve yığışım prizmasının en az bir bölümünün dalma-batmaya uğraması ile ilintilidir. Bölgesel yaş verilerine göre bu evre Turoniyen-erken Kampaniyen arasında gerçekleşmiş olmalıdır (Çoğulu ve Krummenacher, 1967; Kulaksız ve Philipš, 1985; Özcan vd., 1990; Önen ve Hall, 1993; Okay vd., 1998). M₂ penetratif evre, yayönü/yığışım prizması malzemesinin pasif kenar olistostromlarına aktarılması ardından gerçekleşmiş olmalıdır. Olistostromların dalıp - batması sırasında (Albiyen-Koniyasiyen: Okay vd., 1998) hakim olan bu evre süresince, selektif statik rekristalizasyon hala etkilidir. En son evre olan M₃, yitime uğramış pasif kıta kenarının progresif olarak dilimlenmesi, yüzeylenmesi ve önülke üzerine yerleşmesi ile ilgili gelişmiştir (Santoniyen-en geç Maastrihtiyen öncesi: Özcan vd., 1990; Okay vd., 1998). Kütahya-Bolkardağ Kuşağı üzerindeki değişik lokasyonlardan alınan bu yaş bulgularına göre M₁, M₂, M₃ evreleri KMK için sırasıyla Turoniyen, Koniyasiyen ve Santoniyen-en geç Maastrihtiyen aralığında gerçekleşmiş olmalıdır.

KAYNAKLAR

Bucher, K. and Frey, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. 6th. Edition. Springer-Verlag, Berlin, 318 p.

- Carpenter, M. A. and Okay, İ. A., 1978. Topotactic replacement of augite by omphacite in a blueschist rock from NW Turkey. *Mineralogical Magazine*, 42, 435-438.
- Çoğulu, E. and Krummenacher, D., 1967. Problems geochronometriques dans la partie NW de l'Anatolie Centrale (Turquie). *Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt.*, 47, 825-831.
- Göğler, E. ve Kıral, K., 1973. Kızılören dolayının (Konya'nın batısı) genel stratigrafisi. MTA rapor 5204.
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K. and Kozlu, H., 1996. Geodynamic settings of alpine terranes in Turkey. *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37, 123-37.
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K., Erler, A., Yalınız, M. K., Özgül, L. ve Çemen, İ., 1997. Tuzgölü havzası batı kesiminin temel jeolojik sorunları. TPAO rapor 3753, 114 s. (yayınlanmamış)
- Kaaden, van der G., 1966. The significance and distribution of glaucophane rocks in Turkey. *MTA Dergisi*, 67, 37-67.
- Kulaksız, S. and Phillips, W. R., 1985. Radiometric age of the southern metamorphic rocks of Kaymaz-Sivrihisar region, preliminary results. *Türkiye Jeoloji Kurumu*, 32th Ann. Meet. Abst., 4.
- Lisenbee, A., 1971. The Orhaneli ultramafic-gabbro thrust sheet and its surroundings. In: *Geology and History of Turkey*, A. S. Campbell (ed.), 349-368.
- Okay, A. İ., 1984. Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, A. H. F. Robertson and J. E. Dixon (eds.), *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, 17, 455-466.
- Okay, A. İ., Harris, N. B. W. and Kelley, S. P., 1998. Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey. *Tectonophysics*, 285, 275-299.
- Önen, P. and Hall, R., 1993. Ophiolites and related metamorphic rocks from the Kütahya region, north-west Turkey. *Geological Journal*, 28, 399-412.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Uysal, S. and Şentürk, K., 1988. Late Paleozoic evolution of the Kütahya-Bolkardağ Belt. *METU J. of Pure Apl. Sci.*, 21, 211-220.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Uysal, S. ve Şentürk, K., 1990. Konya-Kadınhanı-Ilgın dolayının temel jeolojisi. MTA rapor 9535. (yayınlanmamış)
- Özgül, L., 1998. Geology and petrology of HP/LT metamorphics in Altınekin area (Konya-Central Anatolia). M.Sc. thesis in METU Department of Geology, 225 p. (yayınlanmamış)
- Özgül, L. and Göncüoğlu, M. C., 1998. Geology and petrology of a HP/LT Neo-tethyan sliver in the northern Central Taurides: Koçyaka Metamorphic Complex, Altınekin area, Central Anatolia. *Proc. 3th International Turkish Geology Symp. Ann. Meet. Abst.*, 62.
- Özgül, L. and Göncüoğlu, M. C., 1999. Geodynamics of the Neo-tethyan HP/LT Koçyaka Metamorphic Complex: A subducted continental margin in Northern Central Taurides, Turkey. In: *Eastern Mediterranean Ophiolites-Magmatic Processes and Geodynamic Implications*, 10th European Union of Geosciences Symp., Strasbourg, Abstract Volume, 409-410.
- Raymond, L. A., 1984. Classification of melangés. In: Raymond LA (ed) *Melangés: their nature, origin and significance*. *Geol. Soc. of Am. Sp. Paper.*, 198.
- Yalınız, M. K., Özgül, L., Göncüoğlu, M. C., Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1998. Geochemical discrimination of the HP/LT metabasic rocks in the Koçyaka Metamorphic Complex, Kütahya-Bolkardağ Belt, Central Anatolia. *Proc 3th International Turkish Geology Symp. Abst.*, 138

PALEOSEN - EOSEN YAŞLI RESİFAL KARBONAT VE KIRINTILI KAYAÇ BİRİKİMLERİNE BİR ÖRNEK (YAVUZLU, ORDU)

AN EXAMPLE FOR THE REEFAL CARBONATE AND SILICICLASTIC DEPOSITION DURING PALEOCENE - EOSENE (YAVUZLU, ORDU)

Ali GÜREL, Niğde Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., NİĞDE

ÖZET

Bu çalışma, Ordu İlinin merkez ilçesine bağlı Yavuzlu Köyü ve yakın çevresinde yüzeyleyen Paleosen - Eosen kireçtaşı, kumtaşı ve marn çökellerinin doku, yapı, kalınlık, yayılım, dağılım, mineroloji, birikim koşulları ile ilgilidir. Yukarıda belirtilen özelliklerin ortaya konması için ince kesit, taramalı elektron mikroskop (SEM) ve enerji yayılımı X-ışını spektroskopisi (EDS) ve kimyasal analiz için X-ışınları floresans spektrometre (X-RF) yöntemleri uygulanmıştır. Erken Paleosen'de volkanik etkinlikler azalmış, bazı alanlarda yerel olarak resifal ve kırıntılı çökellerin birikim havzaları oluşmuştur. Yörede yüzeyleyen Paleosen - Eosen yaşlı sedimanlar iki ana gruba ayrılarak incelenmiştir. Bunlar 1. graben - yarı graben geometrili havzalarda gelişmiş tanetaşı - moloztaşı (grainstone-rudstone) çökelleri ve 2. lagün - havzalarında gelişmiş kumtaşı - marn aralanmalı çökellerdir. Bunların toplam kalınlıkları 90 metreyi bulmaktadır. 1. Başlıca bol bentik foraminifer, kireçli kırmızı alg, ekinit, bryozoa, plecypod, mercan, nadir olarak pelajik foraminifer topluluğu içeren 'Paleosen-Kireçtaşı' iskeletli tanetaşı/moloztaşı dokusunda gelişmiştir. Bentik foraminifer ve kireçli kırmızı algler ve mercanlar istifin tüm seviyelerinde ana bileşen konumundadır. Karbonatsız parçalar ise kuvars, feldispat ve volkanik kayaç parçalarıdır. 2. Tabandan tavana doğru gerek tane boyunda ve gerekse katman kalınlığında belirgin bir incelmeye sunan çökeller başlıca çamur/tane destekli dereceli kumtaşı ve marn aralanmasından oluşur. Kumtaşı egemen bileşenleri kuvars, feldispat, piroksen ve mikalar olup, volkanik kayaç kökenlidirler. Marnın egemen bileşenleri kalsit, kuvars, illit, albit ve az miktarda montmorillonit olarak tespit edilmiştir. Bunların kimyasal bileşenleri SiO₂ % 33.4, TiO₂ % 0.4, Al₂O₃ % 5.7, ΣFe₂O₃ % 1.4, MnO 0.01, MgO % 1.0, CaO % 32, Na₂O % 0.9, K₂O % 3.1, P₂O₅ % 0.1 ve LOI % 21.8 olarak belirlenmiştir.

ABSTRACT

This study deals with the mineralogy, texture, structure, thickness and depositional environmental characteristics of Paleocene - Eocene succession, in Yavuzlu (Ordu) region, represented mainly by limestone, sandstone and marl facies. Thin section, scanning electron microscope (SEM), EDS and chemical analyses (X-RF) studies have been carried out. During Late Paleocene, some local reefal and siliciclastic depositional environments have been formed as related to the decreasing intensity of volcanism. Paleocene - Eocene outcrops were categorized into two main groups; 1 - Grainstone - Rudstone facies developed in graben setting and, 2 - Sandstone - marl facies developed in lagoonal setting. Total thickness of the succession is about 90 m. Limestone which involves a rich assemblage of benthic foraminifera, red algae, echinodermata, bryozoa, pelecypoda, corals and sporadic planktonic foraminifera is developed in grainstone and rudstone facies 2. Siliciclastic deposits which show decrease in grain size and bedding thickness from bottom to top are represented by graded sandstone and marl lithologies. Sandstone facies is composed of kuvars, feldspar, pyroxene and mica of volcanic origin.

Marls are composed of calcic, illite and albite and montmorillonit. Their chemical analyses is determined as SiO₂ % 33.4, TiO₂ % 0.4, Al₂O₃ % 5.7, ΣFe₂O₃ % 1.4, MnO 0.01, MgO % 1.0, CaO % 32, Na₂O % 0.9, K₂O % 3.1, P₂O₅ % 0.1 and LOI % 21.8

1. GİRİŞ

Bu çalışma, Doğu Pontidlerde Üst Kretase sonrası, özellikle Paleosen - Eosen sürecinde karbonat platformlarından türemiş kireçtaşı blok ve çakıllarının birikmesi ve dereceli kumtaşı, marn aralanmasından oluşan çökellerin, doku, yapı, kalınlık, yayılım, dağılım, mineraloji, birikim koşulları ile ilgilidir. Doğu Pontidlerde yüzlek veren Kretase - Paleosen yaşlı çökellerin üzerine çalışmalar genellikle bu bölgenin güney kesimleri ile sınırlı kalmıştır. Araştırma alanları doğudan batıya sırasıyla Amasya, Reşadiye, Alucra, Gümüşhane, Bayburt, gibi yerlerdir (Yılmaz ve Bektaş, 1996). Çalışma sahası üzerine henüz detaylı çalışmalar bulunmamaktadır. Mesozoyik sürecinde riftleşme sonucu Doğu Pontid Platformu parçalanmış ve daha derin çökeltme ortamlarının oluşması sağlanmıştır. Mesozoyik ve onu takip eden Senozoyik sürecindeki olayları açıklamak için yapılan çalışmalar Türkiye jeolojisine katkı sağlayacaktır.

2. MATERYAL VE METOT

Analiz yapılan örnekler Yavuzlu Köyü (Ordu) ve yakın çevresinde bulunan ana kayalardan derlenmiştir. Örnekler 1'er kg'lık bölümler halinde fırında 24 saat süre ile 60 °C de kurutulmuştur. Kurutulan örneklerin yarısı arşiv için saklanmış, diğer yarısı ise aşağıda anlatılan metotlar için hazırlanmıştır.

- İnce Kesitler: Kırıntılı ve biyokimyasal sedimanter petrografik özelliklerinin araştırılabilmesi için, M.T.A. Genel Müdürlüğü kesithanesinde ince kesitler yapılmış ve Niğde Üniversitesi laboratuvarlarında polarizan mikroskopta petrografik incelemeler tamamlanmıştır.

- Taramalı elektron mikroskop (SEM), enerji yayımlı X-ışını spektroskopi (EDS), X ışını - difraktometre ve X-ışınları floresans spektrometre (X-RF) ölçümleri: Marn örneklerinin jeokimyasal analiz için X-RF ve EDS yöntemleri uygulanmıştır ve SEM yardımıyla fotoğraflar alınmıştır. Mineralojik çözümlenmeler için ise XRD cihazı kullanılmıştır. Bu çalışmalar Marburg Üniversitesi (Almanya) Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarlarında tamamlanmıştır.

- İstifi oluşturan karbonatların adlama ve sınıflamasında Folk (1962) ve Dunham (1962) sınıflamaları, karbonat faziyelerinin tanınmasında Flügel (1992) esas alınmıştır. Kumtaşın adlaması ise Pettijohn vd. (1987)'ye göre yapılmıştır.

3. İNCELEME ALANININ VE YAKIN ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

3.1 Stratigrafi

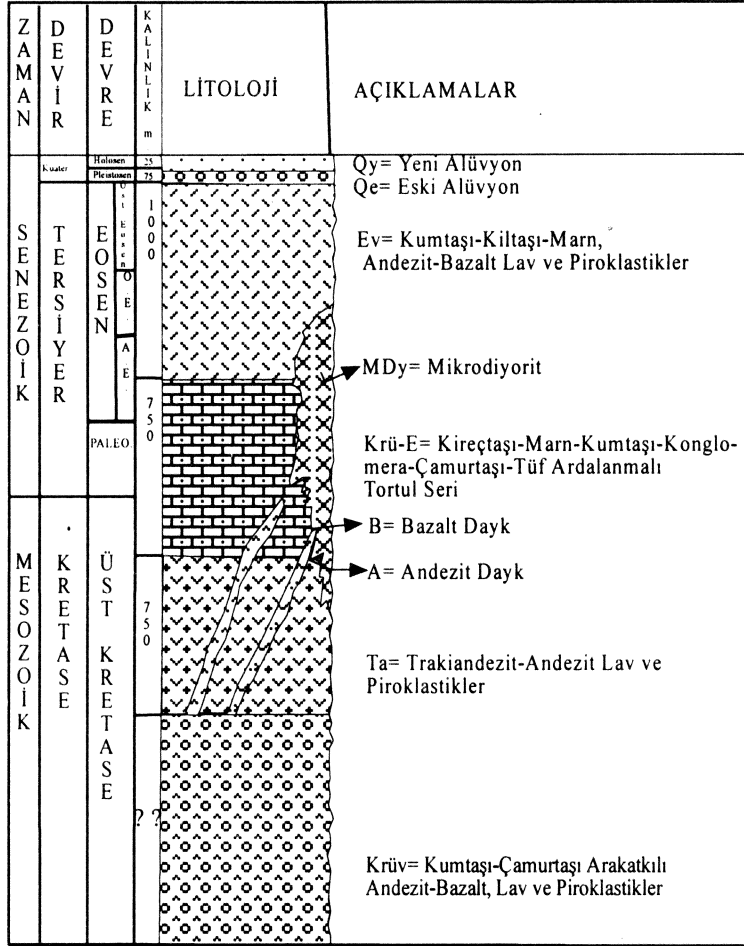
İnceleme alanı, Doğu Pontid Tektonik Kuşağı'nın batısında yer almakta olup, Üst Kretase - Eosen zaman aralığında gelişmiştir. Volkanik ve sedimanter kayalardan oluşmaktadır. Bölgedeki volkanizma andezit, bazalt ve trakiandezit bileşimli olup, tuf - breş ve konglomera içermektedir. Kireçtaşı - kiltası - kumtaşı - marn, çamurtaşı - tufit ve çakıltaşlarından oluşan sedimanter kayalar geniş alanları kaplamaktadır. Bütün bu volkanik ve tortul kayalar, Üst Kretase ve Tersiyer yaşlı genç intrüzifler tarafından kesilmişlerdir. Jeolojik birimler yaşlıdan gence doğru şu şekilde sıralanmaktadır (Şekil 1 ve 2).

1. Kumtaşı - Çamurtaşı Arakatkılı Andezitik - Bazaltik karakterli Lav ve Piroklastikler (Kröv): Başlıca andezit - bazalt, lav ve piroklostitlerden oluşmaktadır. Birimler genellikle gri, gri - yeşil, gri - siyah renktedirler. Andezit bazaltik lavlar, mikroskobik olarak porfirik dokuludur. Genellikle plajiyoklas, amfibol ve piroksen fenokristalleri ile opak mineraller gözlenir. Hamur ise, daha çok mikro ve kriptokristalen albit, sekonder kuvars, ayrılmış plajiyoklas, kalsit, serisit, epidot ve opak minerallerden oluşmaktadır (Çınar vd., 1988). Bazik volkanik kayalar içerisinde arakatkı halinde ince kumtaşı, kiltası ve çamurtaşı seviyeleri mevcuttur. Bu birimlerin yaşı paleontolojik ve stratigrafik verilere göre Çınar vd. (1988) Üst Kretase olarak belirlenmiştir. Bazik birimlerin görünür kalınlığı tahmini 1000 m. civarındadır.

2. Trakiandezit - Andezit lav ve Piroklastikler (Ta): Üst Kretase yaşlı bazik birimlerin üzerine uyumlu olarak gelen bu birimler, tabanda tuf - breşleriyle başlar ve bazen de belirgin tabakalanma göstermektedir. Sözkonusu kayaların alterasyon renkleri genellikle kahverengi gri- beyaz, yeşilimsi ve

pembemsi - gridir. Trakiandezitler makroskobik olarak yer yer iri taneli sanidin ve biyotit kristalleri içermektedir. Trakiandezitik tüfler içerisinde, sanidin fenokristalleri ile kalsitleşmiş, serisitleşmiş, feldispat ve opak mineraller gözlenmektedir. Stratigrafik ve paleontolojik verilere göre bu kayaları Üst Kretase yaşlıdır. Bölgede görünen kalınlık yaklaşık 750 metre'yi geçmektedir.

3. Kireçtaşı - Kumtaşı - Konglmera - Çamurtaşı - Tüfit Ardalanmalı Tortul Seri (Krü - E): Trakiandezitlerin üzerine uyumlu olarak gelen bu seri tamamen tortul birimlerden oluşmaktadır. Genellikle kalın tabakalı kireçtaşlarıyla başlar ve marn, çamurtaşları ile son bularak ince tabakalanma gösterirler.



Şekil 1. Ordu ili ve yakın çevresinin genelleştirilmiş dikme kesiti (Çınar, vd. 1988)

Tortul kayalar Üst Kretase - Eosen geçişli olup, gri - beyaz, gri - yeşil, bej renkli ve oldukça düzgün tabakalanma göstermektedirler. Bu serinin toplam kalınlığı çalışma alanında yaklaşık 750 metre'dir.

4. Andezit Dayk (A): Makroskobik olarak gri - yeşil iri taneli olan andezit daykları, mikroskobik olarak porfirik dokulu olup, plajiyoklas ve amfibol fenokristalleri içermektedir. Bunlar Üst Kretase - Eosen yaşlı tortul kayaları kestiklerinden genel olarak Tersiyer yaşlı kabul edilirler.

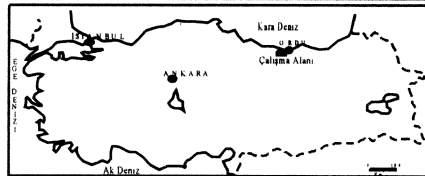
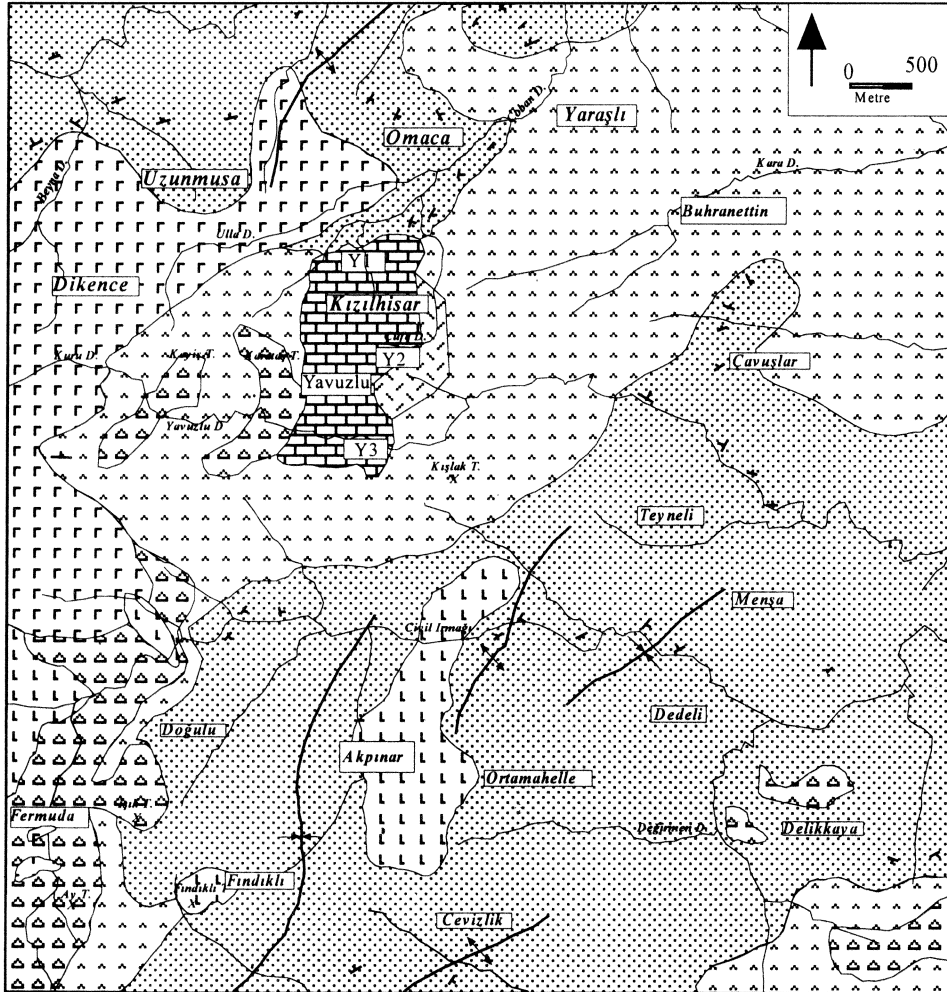
5. B: Bazalt Dayk: Makroskobik olarak gri - siyah renkli ve iri tanelidir. Mikroskobik olarak porfirik dokulu olup, plajiyoklas ve piroksen fenokristalleri içerir. Yaşı andezit dayklarındaki gibidir.

6. Kumtaşı - Kiltaşı - Marn Arakatkılı Andezit - Bazalt Lav ve Piroklastikler (Ev): Üst Kretase - Eosen yaşlı tortul serilerin üzerine uyumlu olarak gelen bu seri, volkano - sedimanter oluşumlardır. Tortul seviyeler volkanikler içerisinde arakatkılar halinde izlenmektedir. Lavlar, mikroskobik olarak porfirik ve mikrolitik porfirik dokulu, plajiyoklas ve amfibol mikro- fenokristalleri ile opak mineraller içermektedir. Nummulitli kumtaşlarıyla başlayan volkano sedimanter seri, Üst - Kretase - Eosen yaşlı tortul serinin üzerine uyumlu olarak gelmektedir ve yaşı Eosen olarak belirlenmiştir. Sedimanter bu serinin görünür kalınlığı yaklaşık 1000 m.'yi geçmektedir.

7. Mikrodiorit (MDY): Makroskobik olarak gri - siyah, yeşilimsi gri renkli ve iri tanelidir. Plajiyoklas ve biyotit kristalleri ile opak mineraller içerir. Mikroskobik olarak porfirik dokulu olup, plajiyoklas,

amfibol ve biyotit fenokristalleri ile opak mineraller içermektedir. Yaşı Eosen veya daha genç olduğu düşünülmektedir.

8. Eski Alüvyon ve Yeni Alüvyon (Qe ve Qy): Eski alüvyonlar deniz kıyı kesimlerinde gözlenmekte ve çakıl, kil ve silt boyutundaki tortul malzemelerden oluşmaktadır. Yeni alüvyonlar ise, çakıl, kum ve siltler içermektedir.



AÇIKLAMALAR		Ölçülü Kesit Yeri
	Bazalt Dayk (Üst Kretase)	
	Andezit Dayk (Üst Kretase)	
	Trakiandezit - Andezit - Lav ve Piroklastikler (Üst Kretase)	
	Kumtaşı-Çamurtaşı Arakatkılı Andezit-Basalt-Lav ve Piroklastikleri (Üst Kretase)	
	Antiklinal, Senklinal ve Fay	Y1
	Kumtaşı-Kiltaşı-Marn Andezit-Bazalt-Lav ve Piroklastikler (Eosen)	Y2
	Kireçtaşı (Paleosen - Eosen)	Y3
	Kireçtaşı-Konglomera-Kumtaşı-Kiltaşı-Marn-Çamurtaşı-Tüf Ardalanmalı Tortul Seri (Üst Kretase-Paleosen)	

Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası ve ölçülü kesit yerleri (Çınar vd. 1988'den değiştirilerek alınmıştır)

3.2. Paleosen-Eosen İstifinin Tanıtımı ve Çökel Özellikleri

Yavuzlu Köyü ve yakın çevresinin ölçülü kesiti 1, 2 ve 3 (Şekil 2 ve 3, Y1, Y2, Y3): Üç birime ayrılırlar. 1. Yörede en yaşlı birim olarak kumtaşı, çamurtaşı arakatlı andezit-bazalt lav ve piroklastikler(Kröv) bulunur. Bu birimin mineralojik ve sedimanter petrografik özellikleri yukarıda belirtilmiştir.

2. **Paleosen Kireçtaşı:** Yörede ikinci birim olarak Paleosen - Kireçtaşı gelir. Paleosen -Kireçtaşının kalınlığı Y1 kesitinde 14 metre, Y2 ve Y3 kesitlerinde ise 22 metre'nin üzerindedir. İki birim arası örtülü olduğundan, Paleosen - Kireçtaşının gerçek kalınlığı tespit edilememektedir. Y1 kesitinde aşınma sonucu, tavan kesiminde kalınlık azalmaları meydana gelmiştir. Ayrıca Y1 kesitinde kireçtaşı içerisinde bolca Üst Kretase fosillerine de rastlanmıştır. Bu yüzden her üç kesitin Paleosen-Kireçtaşı tabanında Paleosen fosilleri ile beraber çoğunlukla Üst Kretase yaşlı malzemelerinde çökel havzasına taşındığı sanılmaktadır. Bu kanıtlanabilir, çünkü azda olsa her üç kesitte de Üst Kretase yaşlı inoceramus kavğı parçalarına rastlanılmaktadır.

Yapılan ince kesit araştırmalarında (Şekil 4, A, B, C, D, E), genelde bryozoa, mercan, kırmızı alg, rotalid bentik foraminifer istifin tüm seviyelerinde ana bileşen konumundadır. Çok azda olsa pelajik fauna gözlenmektedir. Bentik ve pelajik foraminifer topluluğu, *Miscellanea sp.*, *Missisippina sp.* ve *Globigerinidae*, istifin yaşının Paleosen olduğunu göstermektedir. Genelde moloztaşı (rudstone, bol klastlı) ve peloidli, foraminiferli tanetaşı (grainstone) dokulu olup, ölçülü kesitlerin üst seviyelerinde tanetaşına daha sıkça raslanmaktadır. Moloztaşının oluşumundan da anlaşılabilceği gibi, istifdeki makrofosil parçaları kırıklı olup, taşınmışlardır. Bu fasiyeler şelf - önü ortamında gelişmiş olmalıdır. İnce kesitlerde gözlenen önemli fauna topluluğu *Miscellanea sp.*, *Missisippina sp.*, *Planorbulina sp.*, *Anomalina sp.*, *Bulimina sp.*, *Globigerinidae*, *Discorbidae*, *Textularidae*, *Rotalidae*, kırmızı alg, *Bryozoa*, *mercan*, *Gastropoda* ve *Echinodermata* parçaları ile temsil olunur.

Moloztaşı - Tanetaşı dokulu kireçtaşında kalsit egemen çimentodur. Kalsit diyajenezinin gelişimi iki safhada olmuştur. Birinci safhada gelişen köpek dişi kalsit çimento (Hundezahn - Zement) taneler üzerinde, yüzeye dik gelecek şekilde köpek dişi dizilimi halinde ortaya çıkar. İkinci safhada gelişen duru mozaik kalsit çimento, köpek dişi kalsit çimentodan sonra oluşan ve çoğunlukla onu çevreleyen, gözenek çeperinden merkeze doğru gittikçe kristal boyutları irileşen gözenek dolgusu şeklindedir (Şekil 4, F). Kireçtaşı içinde diyajenetik sparit ile birlikte mega kuvars (> 20 µm) gibi çimento türüne de rastanmıştır. Bunlar gözenek boşluklarında yer yer beyaz - duru sparitin yerini alan yarı öz veya öz şekilli tanelerdir. Kireçtaşı içinde geliş güzel dağılmamış olup, kalsit kristalleri ile doldurulamamış boşluklara yerleşmişlerdir. Kayaç içinde büyük boşluklar mevcut ise, her üç çimento ile de henüz dolurulamamış da olabilir. Tortuların üst seviyelerinde yoğunlaşan silis, amorf silisten yada kayaç içerisinde bulunan kuvars ve kayaç parçalarının ayrışmasından kaynaklandığı sanılmaktadır. Sedimanlar içinde bulunan çözelti halindeki amorf silis, özellikle gözenek suyu akışı şeklinde tortular içerisinde düşey ve yanal olarak uzun mesafeler boyunca taşınabilir. Gerekli kimyasal şartlar sağlandığında, doyunluğa erişen gözenek suyundan öz veya yarı öz şekilli kuvars çimentosu çökebilir.

3. **Kumtaşı - Marn ardalı birim:** Paleosen - Kireçtaşı üzerine Y2 ölçülü kesitinde görüldüğü gibi, tabandan tavana doğru gerek tane boyunda ve gerekse katman kalınlığında belirgin bir incelmeye sunan kumtaşı ve marn ardalı birimdir. Yörede bu birimin kalınlığı 12 metre olarak belirlenmiştir. Çınar vd. (1988), sözü edilen birim içinde Eosen'e ait Nummulit makro fosilleri tespit etmişlerdir.

Kumtaşını oluşturan ana bileşenler ve bunların özellikleri aşağıdaki gibidir.

Kuvars: Örneklerde kuvarslar plutonik kökenli monokristalin taneler olarak gözlenir.

Feldispat: Alkali feldispatlar iri boyutlu olup, çok fazla oranda bulunurlar. Plajiyoklaslar oldukça küçük, köşeli parçalar halindedir. Plajiyoklaslar hem kalsbad ve hemde albit ikizlenmesi göstermektedir.

Kayaç parçaları: Bunlar küçük boyutlu olup, çoğunlukla magmatik ve volkanik kayaçlardır.

Mika mineralleri: Biyotit ve çok nadir olarakta muskovit incelenen örneklerde gözlenmektedir.

Ağır mineraller: Ağır mineraller olarak, genellikle apatit, zirkon ve opak mineraller tespit edilmiştir.

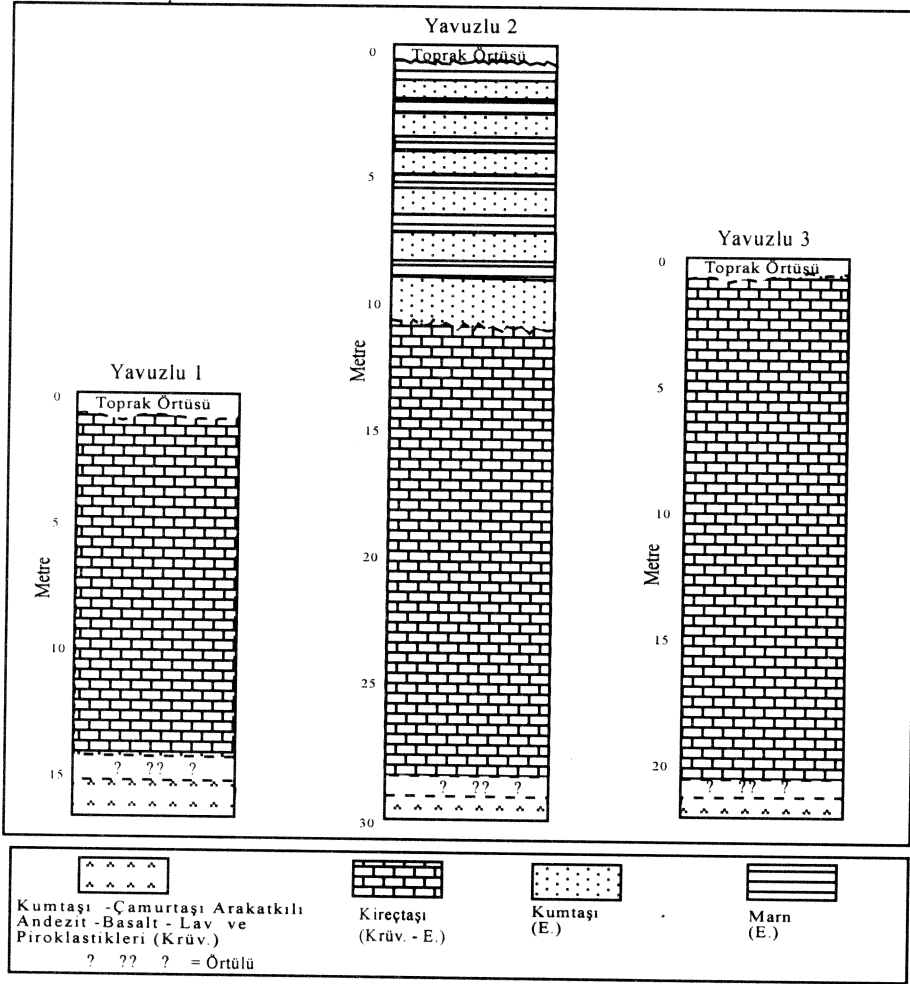
Matriks: Matriks oranı % 15'den daha az olup, kuvars ve kayaç parçaları içermektedir.

Çimento: Taneler genellikle kil (serisit ve klorit) ile bağlanmış olduğundan, kumtaşı iyi tutturulmamıştır.

Sonuç olarak; kumtaşlarını oluşturan tanelerin hepsi sivri köşelidir. Boylanma tüm seviyelerde kötüdür.

Dayanıklı ve dayanıksız minerallerin birarada bulunması, bu kumtaşının mineralojik olarak olgunlaşmamış olduğunu göstermektedir (Şekil 4, G).

Marn: Yapılan XRD - analizleri sonucu, marnın egemen ineralleri olarak kalsit, kuvars, illit, albit tespit edilmiştir. Enerji yayımlı X - ışını spektrüm ve X-RF analizler sonucu ise, bunların kimyasal bileşenleri SiO₂ % 33.4, TiO₂ % 0.4, Al₂O₃ % 5.7, ΣFe₂O₃ % 1.4, MnO 0.01, MgO % 1.0, CaO % 32,



Şekil 3. Ordu - Yavuzlu yöresinde yüzeyleme veren kireçtaşı, kumtaşı, marn istifinin kuzeyden güneye doğru korelasyonu

Na₂O % 0.9, K₂O % 3.1, P₂O₅ % 0.1 ve LOI % 21.8 olarak belirlenmiştir.

Şekil 4H, marnın SEM görüntüsü olup, resim üzerinde a harfi ile gösterilen mineral illit, b kalsit ve c ise montmorillonit'dir

Sonuç olarak; marnı oluşturan minerallerin çoğu kalsit, kuvars ve kildir. Feldispat ve killerin azlığı, çökeltme ortamına çok az miktarda kilin yakın çevreden taşındığını göstermektedir..

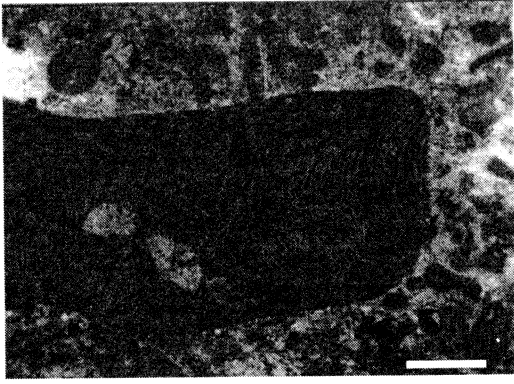
4. İSTİFİN BİRİKİM KOŞULLARI VE TARTIŞMA

İnceleme alanı, Kuzey Doğu Türkiye'de ve Pontid orejenik kuşağının doğusunda yer alır (Ketin, 1966). Doğu Pontidler'de Erken Mesozoyik, tektonik açıdan sakinlik dönemine karşılık gelir. Doğu Pontidler'in tektonik, sedimentolojik, paleontolojik ve geometrik bulguları yayınlanmıştır (Alp, 1972; Seymen, 1975; Pelin, 1977; Eren, 1983; Bektaş, 1986; Yılmaz, 1993a; Yılmaz, 1993b; Korkmaz ve Yılmaz, 1994).

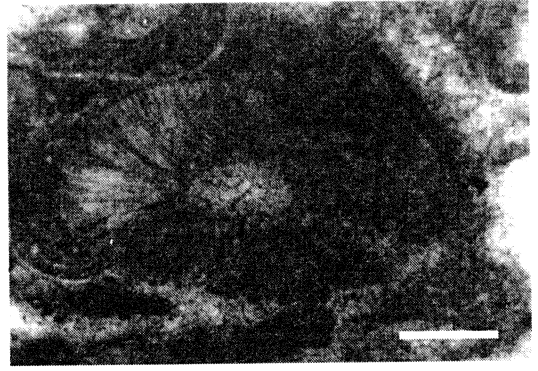
Doğu Pontidler doğu - batı eğiliminde aşağıdaki tektonik kuşakları içermektedir (Yılmaz vd. 1997): Mağmatik kuşak, Yayönü çökel havzası, Metamorfik masif kuşağı, Ofiyolitik kenet kuşağı, Diğer çökel havzaları olmak üzere beş kuşaktan oluşmaktadır.

Doğu Pontid Kuzey Zonunda doğu batı yönünde birbirine paralel rift havzalarının oluştuğu sanılmaktadır. Bu havzalar horst ve graben şeklinde birbirinden ayrılabilir. Görür vd. (1983) Pontidlerde horst ve graben morfolojisine sahip havzalarda deniz altı tepeleri üzerinde ve yamaçlarda sığ ve yarı sığ pelajik karbonat ve kırıntılıların, çukurlarda ise lav ve tuf ara katkılı türbiditlerin biriktiğini öne sürmüşlerdir. Yılmaz vd. (1997) yaptıkları blok diyagramlarda Doğu Pontid Kuzey Zonu'nun horst ve graben yapısında olduklarını göstermişlerdir.

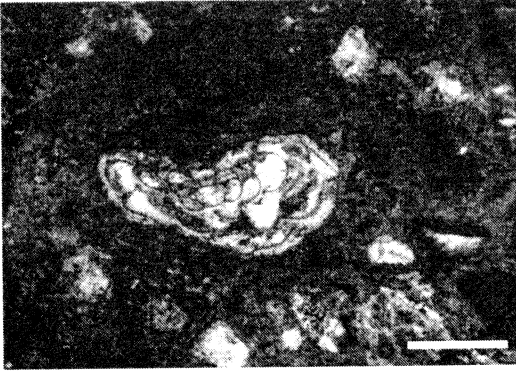
Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda yer alan Yavuzlu yöresi Paleosen sürecinde topoğrafik olarak yüksek bir alanda (horst) üretilen resifal karbonat taneleri, bu platformdan, fırtına, deprem, gravite veya dalgaların etkisi ile taşınmış ve daha derinde bulunan (graben) havzada çökelmiş olmalıdır. Faylarla kontrol edilen bu havzada su derinliği her zaman calcite compensation depth (CCD) sınırının üzerinde kalmıştır. Bu



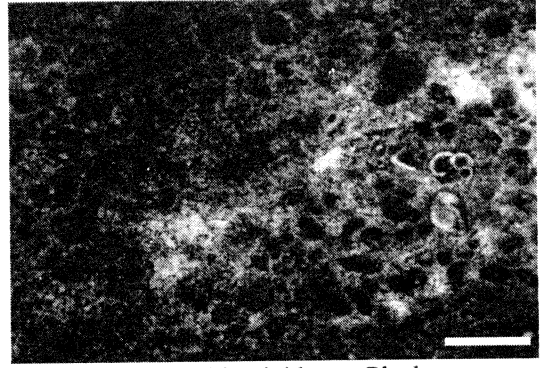
A. Kirmızı alg



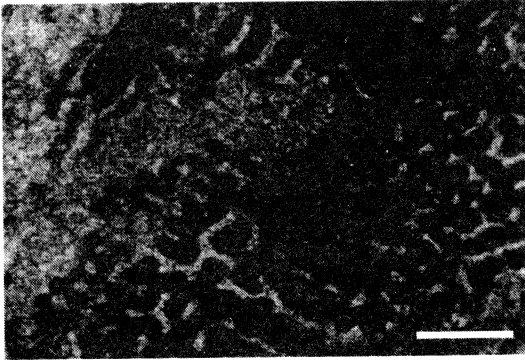
B. Bryozoa



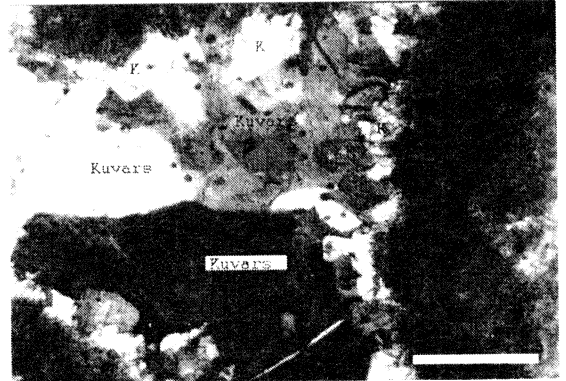
C. Mississippina sp.



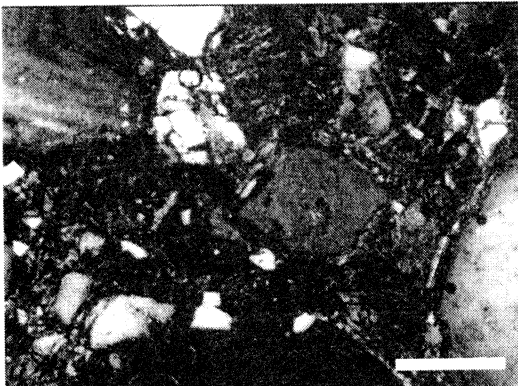
D. Miliolidae, Globigerinidae ve Plankton



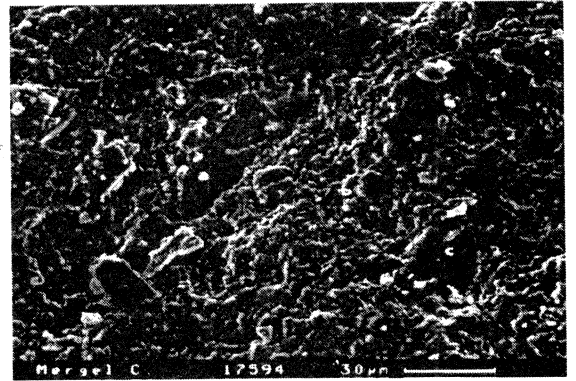
E. Mercan



F. Kireçtaşı'nın çimento türleri



G. Kumtaşı ve çeşitli taneleri



H. Marn'ın SEM görüntüsü

Şekil 4. Paleosen - Kireçtaşı'nın fossil içeriği ve çimento türleri (A-F); Kumtaşı'nın polarizan mikroskop görünümü (G) ve Marn'ın SEM görünümü (H); Çizgi Ölçek: 0.50 mm.

yüzden bu havzayı sıg veya yarı pelajik bir havza olarak gösterebiliriz. Yapılan çalışmalarda birimlerin yanal ve düşey kalınlık ve fasiyel farklılık göstermeleri, havzanın asimetric olduğunu kanıtlar. Kısaca, Y1, Y2, ve Y3`de gözlenen kalın Paleosen-Kireçtaşı horst üzerinde resifal ortamda çökemiş ve buradan gravite, deprem, dalgaların etkisi ile taşınarak graben - yarı graben geometrilili havzada depolanmıştır. Eosen zaman aralığında ise tektonik faaliyetler sonucu, bazı platformların yükselmesi ve bazı havzalarında derinleşmesini sağlayabilir. Bu şekilde Eosen zaman aralığında sıg ve yarı pelajik havza daha da derinleşmiş olabilir. Kötü boylanmış ve köşeli taneler yakın bir platformdan hızlı bir şekilde ayrılarak taşınması sonucu kumtaşlarını oluşturmuştur. Sakin dönemlerde ise bu havzada marn birikimi mümkün olmuştur. Kumtaşları ve marn içinde kil mineraller miktarlarının çok az oluşu ve bitki parçalarına rastlanmaması, bu havzanın karadan fazla veya hiç etkilenmediğini gösterir. Bu sedimanter birikim havzasını platformlarla sınırlı karadan uzak bir lagün ortamı olarakta kabul edebiliriz. Sonuç olarak; yörede yüzeyleme veren Paleosen - Eosen yaşlı sedimanlar iki ana gruba ayrılırlar. Bunlar 1. graben - yarı graben geometrilili havzalarda gelişmiş tanetaşı - moloztaşı çökelleri ve 2. lagün - havzalarında gelişmiş kumtaşı - marn ardalanmalı çökellerdir.

5. KATKI BELİRTME

Jeoloji Yüksek Mühendisi, Mikropaleontolog, Sayın, Kemal ERDOĞAN fosil tayinlerini yapmış ve çalışmanın değişik aşamalarında olumlu eleştirilerle katkı sağlamıştır. Bu katkılarından dolayı kendisine teşekkür ederim.

6. KAYNAKLAR

- Alp, D., 1972. Amasya yöresinin jeolojisi. İ.Ü. Fen Fak. Monografileri. No:22.
- Bektaş, O., 1986. Doğu Pontid ark gerisi bölgelerinde paleostress dağılımı ve çok evreli riftleşme. MTA Dergisi, 103/104, 114-120.
- Çınar, S., Çekiç, Y., Akıncı S., Türkmen İ. ve Özdoğan, K., 1988. Ordu- Fatsa- Ünye- Tekkiraz- Cilader Yöresinin Jeolojisi ile maden zuhurlarına ilişkin jeoloji Raporu (MTA-Raporu, yayınlanmadı)
- Dunham R., J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: In Classification of Carbonate Rocks, AAPG Mem., 1, 108-121.
- Eren, M., 1983. Gümüşhane-Kale arasının jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi. KÜ Fen Bil. Ens. Master tezi (Yayınlanmadı), Trabzon, 124.
- Flügel, E. 1992. Microfacies analysis of limestone: Translated by K. Kristansen, Springer Verlag, First Edition, Berlin, 378.
- Folk, R. L. 1962. Practical petrographic classification of limestone: Bull. Am. Ass. Petrol., 43, 1-38.
- Görür N., Şengör, A. M. C., Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983. Pontidlerde Neotetisin açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler. TJK Bülteni, 26/1, 11-20.
- Ketin, I., 1966. Anadolunun tektonik birlikleri. MTA Dergisi, 66, 23-34.
- Korkmaz, S. ve Yılmaz, C., 1994. Evolution of the Pontide carbonate platform during Upper Dogger Lower Cretaceous, NE Turkey. Perimediterranean carbonate platforms. Geologie Mediterranee, tome XXI, no: 3-4, 103-104
- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) güneydoğusunun petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi. KTÜ yayın no: 87, 143-150
- Pettijohn F. J., Potter, P. E. ve Siever, R. 1987. Sand and Sansstone. Springer-Verlag, New York, 553s.
- Seymen, I., 1975. Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tettonik özelliği. İTÜ, Maden Fak. Doktora tezi, (yayınlanmadı), 187s.
- Yılmaz, C., 1993a. Accumulation rates of Jurassic-Lower Cretaceous sediments in the southern zone of eastern Pontides (NE Turkey). Gio. Geologia, 55/2, 131-145.
- Yılmaz, C., 1993b. Doğu Pontid güney zonunun stratigrafik deniştirilmesi ve paleocoğrafik evrimi (KD Türkiye). Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Dergisi, 199-204.
- Yılmaz C., Bektaş O., 1996. Doğu Pontidlerde Ktetase sürecinde platform, yamaç ve havza fasiyesleri (KD Türkiye), KTÜ, 30 Yıl Sempozyumu Bildirileri, Trabzon, Cilt 2, 602-609.
- Yılmaz Y., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Genç Ş. C., Şengör A. M. C. 1997. Geology and Tectonic Evolution of the Pontides. In Robinson, ed., Regional and petroleum geology of the Black Sea and Surrounding region. AAPG Mem., 68, 183-226.

GENEL JEOLUJİ
General Geology

MUT HAVZASINDA ORTA MİYOSEN KARBONAT YIĞIŞIMLARININ LİTOFASİYES ÖZELLİKLERİ VE EVRİMİ, ORTA TOROSLAR

LITHOFACIES PROPERTIES AND EVOLUTION OF MIDDLE MIOCENE CARBONATE BUILDUPS IN MUT BASIN, MIDDLE TAURUS.

EŞREF ATABEY MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520 Balgat-ANKARA

ÖZET

İnceleme konusunu teşkil eden sığ denizel karbonat yığışimleri Mut havzası içerisinde (Mut-Göksu Nehri arası) yüzeylenmektedir. Bunlar Üst Oligosen- Burdigaliyen yaşlı alüvyon yelpazesi-örgülü akarsu-göl çökelleri (350 m) üzerinde transgresif olarak yer almakta olup, elipsoid ve daire şekilli, farklı boyutta kireçtaşı tepelikleri halinde izlenmektedirler. Tümsek ve mercek şekilli bu oluşumların kalınlığı merkezi kesimlerde 60m olabilmekte ve merkezden uzaklaştıkça azalmaktadır. Stratigrafik olarak karasal çökeller üzerinde yer alan bu karbonat yığışimlerinin tabanında ostrealı, ekinidli, pelesipodlu, gastropodlu, algli ince-orta tabakalı kalkarenit, killi kireçtaşı ve marn (1-3 m) litolojisi yer almaktadır. Yığışımın merkezi mercanlı-kırmızı algli-broyozoal kireçtaşı olup, masif ve yer yer yumrulanma göstermektedir. Yığışım kanadı ise algli-mercanlı, mollusk kavkılı, dikey konumlu iz fosilli, ince-orta tabakalı ve yumru kireçtaşından oluşmaktadır. Mikroskobik yönden incelendiğinde, yığışım tabanının biyoklastlı vaketaşı-çamurtaşı, yığışım merkezinin algli bağtaşı-istiftaşı ve yığışım kanadının da biyoklastlı-bentik foraminiferli algli istiftaşı-vaketaşı karakterli oldukları gözlenmektedir. En üstte algli bağtaşı bulunmaktadır. Mikritik çimento, kavkılarda neomorfizma gelişmiştir. Orta Miyosen başında (Langiyen) östatik ve sübsidans değişim oranlarının birlikte etkinliği deniz seviyesinde, göreceli yükselmeye yol açmış ve Üst Oligosen-Burdigaliyen karasal çökeller üzerinde, Langiyen başında transgresif sığ denizel şartlarda yokuş tipi platform oluşmuştur. Bu platform üzerinde gelişen karbonat yığışimleri, karbonat birikme oranının göreceli deniz düzeyi yükselme oranına göre yüksek ya da dengede olduğu durumlarda gelişimlerini devam ettirebilmişlerdir.

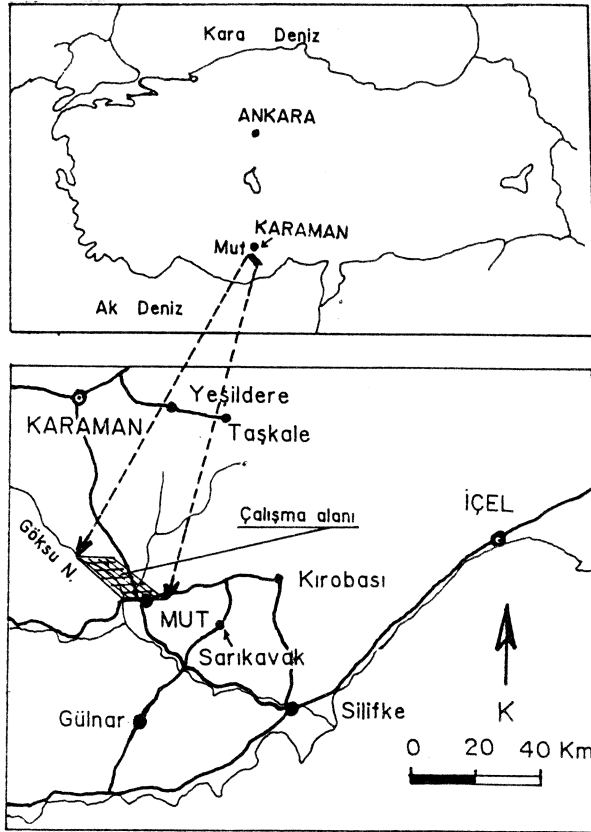
ABSTRACT

The shallow marine carbonate buildups which is the interest of this subject, outcrops within the Mut Basin (Between Mut and Göksu rivers). These deposits transgressively overly the Upper Oligocene-Burdigalian aged alluvial fan-braided stream-lake deposits (350 m) and, have ellipsoidal and circular shape observed as limestone hills with various scales. The thickness of these formations, having concave and lensoid shapes, seems to be 60 m at the center and decrease away from the center. The bottom of this carbonate buildups stratigraphically, there is a clayey limestone, a marl (1-3 m) and a thin-medium layered calcarenite lithology which contains of algae, ostreae, echinids, pelecypods and gastropods, over the continental deposits. The core of the build-up is composed of coral-red alga-bryozoa containing limestone and seems to show massive as well as frequently nodular forms. The buildup wings comprise of thin-medium thick layered and nodular limestones containing of algae-corals, mollusc shells, vertical trace fossils. When observed microscopically, the base of reef seems to be of wackestone-mudstone with

bioclasts, the reef core, to be of binstone-packstone with algae and the buildup wings, to be of wackestone- packstone mature with benthic foraminiferous, algae. In the upper part, there is boundstone cover carrying algae. Micritic cement and neomorphism in shells occurred. The eustatic and subsidence variation ratios together have caused to a gradual increase of the sea level . As a result the continental deposits which were abundant in Upper Oligocene-Burdigalian, have been replaced by transgressive shallow marine carbonates deposited on a ramp type platform during early Langian. The carbonate buildups deposited under these depositional setting conditions continued to be deposited while the carbonate accumulation rate is greater or equal to the relative rise of sea level.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Orta Toroslarda Mut ilçesi ve yakın çevresidir (Şekil 1). Mut ile Göksu Nehri arasında yüzeyleyen karasal birimler üzerinde elipsoidal ve daire şekilli tepelikler oluşturan karbonat yığılımları yer almaktadır. Bunların tipik mostra yerleri O30-C1, C2 paftalarında Kızıldağ, Elmedin tepe, Tokmak tepe, Kızılkaya, Karabelen tepe ve Zincirkaya'dadır (Şekil 2).



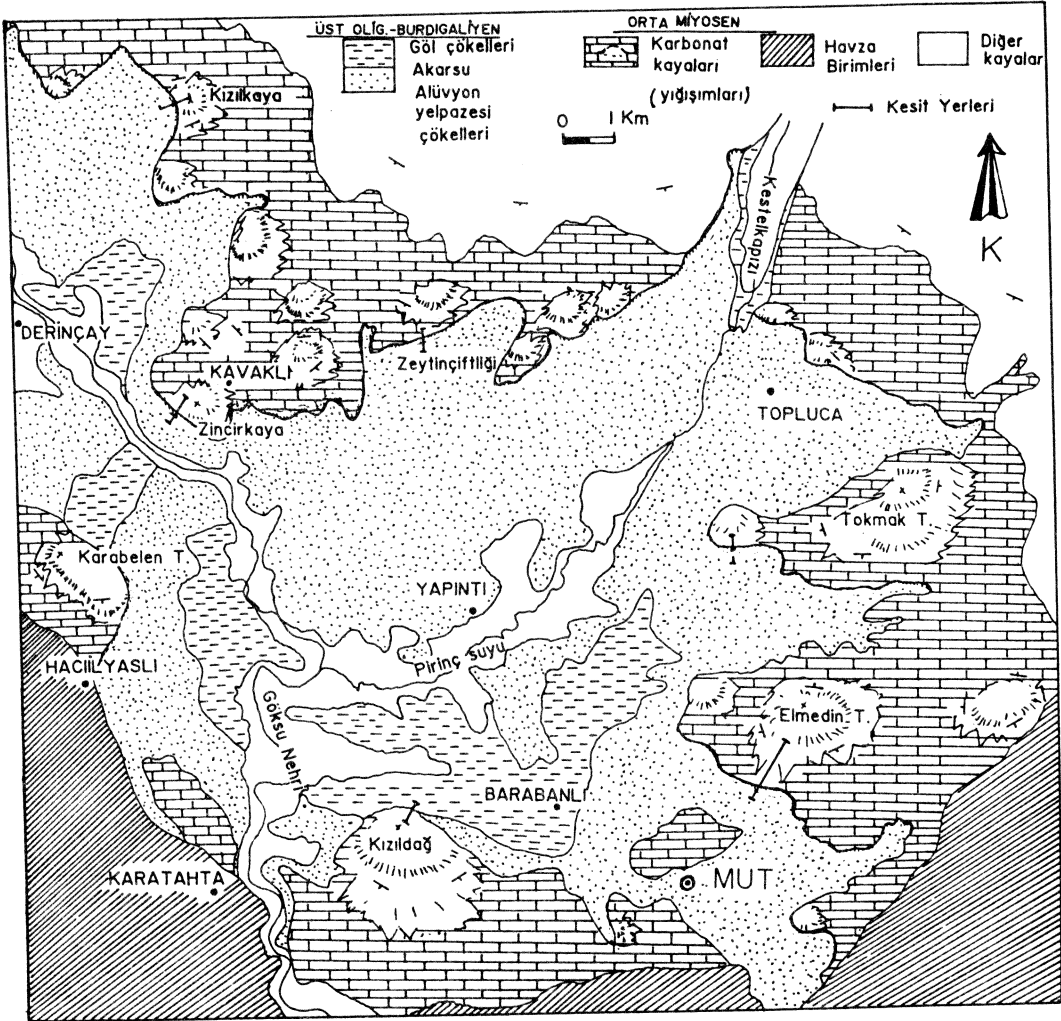
Şekil 1. Çalışma alanının yeri.

Heckel (1974) ve Wilson (1974, 1975)'e göre tüm biyoherm ve kireç çamuru tümsekleri veya pozitif yapı sunan karbonat kütleleri karbonat yığılımları olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmaya konu olan kireçtaşı tepelikleri de karbonat yığılımı olarak ele alınmıştır. Önceki araştırmacılar ise bu oluşumları biyoherm veya resifal kireçtaşı tepeleri olarak tanımlamışlardır (Gökten, 1976; Gedik vd., 1979; Bilgin vd., 1994). Bu araştırmada karbonat yığılımlarının iç yapısının incelenmesi, geometrisi ve oluşum mekanizmasının ortaya konulması amaçlanmıştır. Bu amaçla Kızıldağ, Elmedin tepe, Kızılkaya, Zincirkaya ve Zeytinçiftliğinden kesitler alınmış, derlenen örneklerin sedimanter petrografi ve paleontolojik tayinleri yapılmıştır.

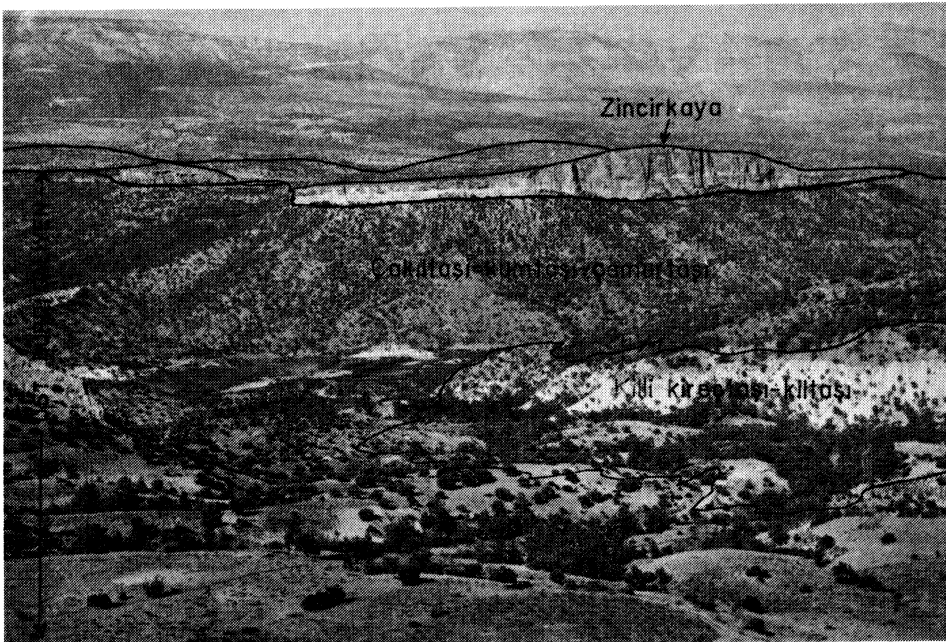
2. STRATİGRAFİ

Karbonat yığılımlarının tabanında karasal kırıntılılar yer almaktadır. Bu karasal birimler Üst Kretase kireçtaşı ve serpantinleri üzerinde depolanmış alüvyon yelpazesi, örgülü akarsu ürünü olan kırmızı çamurtaşı, kanal dolgusu çakıltaşı, kumtaşı ile göl ortamında depolanmış killi kireçtaşı, kumtaşı ve şeylden oluşmaktadır (Şekil 2, 3, 4). Karasal kırıntılıların yaşı ve kökeni hakkında farklı görüşler

mevcuttur. Gökten (1976) (Üst Burdigaliyen: Aslanlı fm.), Gedik vd. (1979) (Burdigaliyen: Derinçay fm., Fakırca üyesi), Bilgin vd. (1994) (Üst Oligosen-Alt Miyosen: Derinçay fm.), Uğuz (1989) (Burdigaliyen Derinçay fm.), Tanar ve Gökçen (1990) (Üst Oligosen-Akitaniyen-Burdigaliyen: Fakırca fm., Burdigaliyen: Derinçay fm.). Yığılımların olduğu birim Gedik vd.(1979) adlandırdığı Mut formasyonu içerisindedir.



Şekil 2. Jeoloji haritası ve karbonat yığılımlarının konumu



Şekil 3. Karbonat yığılımlarının arazi görünümü

YAŞ	m.	ÖR.	LİTOFASİYESLER	PALEONT.	
LANGİYEN-SERRAVALİYEN	15	.	PELAJİK VAKETAŞI	Globigerinidae	KARBONAT YIĞIŞIMI
	14	.	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI Yumrulu	S.Heteromorphus Lithophyllum albanansa Lithophyllum prelichenoides	
	12	.	BAĞTAŞI-İSTİFTAŞI Masif-Kalın tabakalı	Lithoporella melobesioides Mesophyllum sp.	
	9	.	BIYOKLASTLI ALGLİ İSTİFTAŞI ince-orta tabakalı	Bryozoa Heterostegina sp. Operculina complanata Amphistegina sp. Ekinid, pelesipod	
	7	.	ALGLİ BAĞTAŞI- VAKETAŞI Yumrulu	Mesophyllum commun Archaeolithothamnium affine	
	2	.	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI Oygulanma	Gastropod Miliolidae Lithophyllum albanansa	
ÜST OLIG. BURDIGALİYEN	350		Çakıltaşı Çamurtaşı Killi kireçtaşı Şeyl Kumtaşı Kanal dolgusu çakıltaşı		ALUVYON YELPAZESİ AKARSU-GÖL
ÜST KRETASE			Kireçtaşı		

Şekil 4. Kızıldağ ölçülmüş stratigrafi kesiti

İnceleme konusunu oluşturan karbonat yığışimleri Üst Oligosen-Burdigaliyen karasal kıvrıntılılar üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır (Şekil. 3 ve 4). Bu yığışimler elipsoidal, daire-kubbe şekilli ve merceksi geometri sunmaktadır (Şekil 2, 3). Merkezi bölümleri masif ve kalın tabakalı kireçtaşı (20-60m), kanat bölümleri ise orta-ince tabakalı kireçtaşı, killi kireçtaşı karakterlidir. Yamaç eğimleri 20-30° arasında değişir. İstifin kıvrıntılılar üzerine ilk geldiği yüzeyler ostrealı, pelesipodlu, kumlu marnla temsil edilir. Langiyen-Serravaliyen'e ait *Borelis melo*, *Operculina cf. complanata*, *Dentritina sp.*, *Austrotillina sp.*, *Peneroplidae*, *Heterostegina sp.*, *Amphistegina sp.* gibi bentikler ile *Lithophyllum prelichenoides*, *Lithophyllum albananse*, *Mesophyllum commun*, *Lithoporella melobesioides*, *Halimeda sp.*, *Paleolithothamnium archaeotypum*, *Leptolithophyllum platicarpum* türünde algler bulunmaktadır.

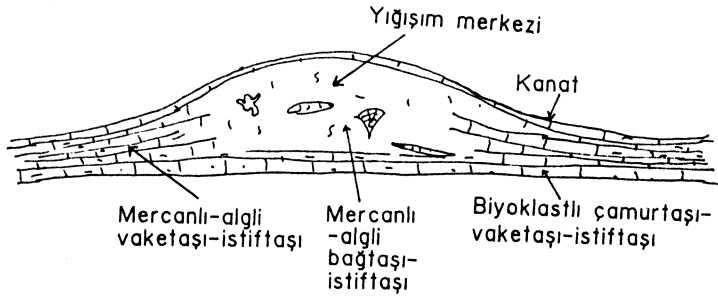
3. LİTOFASİYES ÖZELLİKLERİ VE DEPOLANMA ORTAMI

Arazi verileri ile birlikte ölçülü dikme kesitlerinden elde edilen örneklerin sedimanter petrografi ve paleontolojik incelemeleri sonucunda bu yığışimlerin tabakalanma tipi, yığışım şekli ve bileşimi dikkate alındığında içerisinde farklı fasiyesler ayırtlanabilmektedir. Yığışımın tabanı orta-ince tabakalı biyoklastlı-makro kavkılı vaketaşı-istiftaşı, çekirdek bölümü mercanlı-algli bağtaşı-istiftaşı, kanat bölümleri ise biyoklastlı vaketaşı-istiftaşı (Dunham, 1962) oluşmaktadır. Bu dağılım James (1983) resif fasiyeslerine benzer özellikler sunmaktadır. En üstte algli bağtaşı yer alır. Yığışımın tabanında yer alan biyoklastlı vaketaşı orta-ince tabakalı olup, bol ostrealıdır. Yer yer parmaklı mercanlı çamurtaşı-vaketaşı ara katkılıdır. Delici organizma işlevi ve oygu yapıları olağandır. İçerisinde ekinid, bryozoa, gastropod kavkuları mevcuttur. Biyoklastlı vaketaşı-istiftaşı üzerinde masif ve kalın tabakalı ve yumrulu olabilen mercanlı-algli bağtaşı-istiftaşı gelmektedir. Bu kaya tipi genellikle yığışımın merkezi bölümlerini oluşturmaktadır (Şekil 4, 6). Bileşiminde mercan, kırmızı alglerden *Mesophyllum commun*, *Lithophyllum albananse*, *Lithophyllum microsporum* ile *Borelis melo*, *Dentritina sp.*, *Austrotillina sp.* Miliolidae gibi foraminiferler ve gastropod, ekinid, mollusk kavkuları vardır. Tanearası çimento ve vadoz silti yapısı izlenir. Kavkılarda diyajenetik etkileri gösteren neomorfizma gelişmiştir. Kanatlarda ise orta-ince tabakalı ve yer yer yumrulu biyoklastlı-algli vaketaşı-istiftaşı depolanmıştır. İçerisinde kırmızı alglerden *Lithophyllum prelichenoides*, *Lithophyllum commune*, *Lithophyllum albananse* (Atabey, 1999), yeşil alglerden *Halimeda sp.*, bentik foraminiferlerden *Operculina complanata*, Miliolidae, *Heterostegina sp.*, *Amphistegina sp.*, *Peneroplis sp.* ve bryozoa, gastropod, mercan, ekinid, vermes

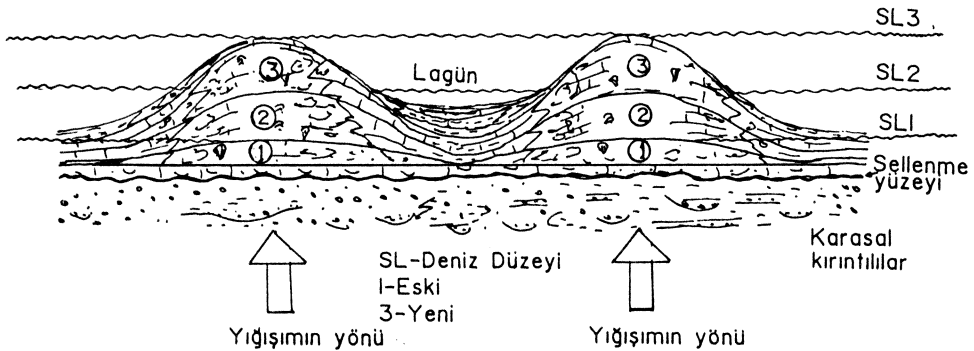
tüpleri mevcuttur. Ayrıca pelajik foraminifer (*Globigerinidae*) izlenir. İstifin en üstünde *Mesophyllum* sp., *Lithophyllum* sp. bulunan bağtaşı yer almaktadır (Şekil 5). Yığışımı oluşturan mercan, kırmızı alg, bentik foraminifer ve molluskların yanı sıra, yeşil alglerden *Halimeda* sp. ile bentik foraminiferlerden *Miliolidae* ve *Penoroplis* sp. gibi lagüner foramlarla birlikte pelajik kökenli foramların varlığı; bu karbonat yığışımını açık denizle irtibatlı yokuş tipinde platformda, lagüner ortamda depolandığına işaretler. Yığışımı oluşturan fasiyelerde bir dönemsellik izlenir. Şekil 4, 5 ve 7'ye bakıldığında yığışım merkezi ile yığışımın kanadının birkaç defa tekrarlandığı, bir önceki yığışımın merkezi üzerinde bir sonraki yığışım kanadının çökellerini görmek mümkündür.

YAŞ	m.	ÖR.	LİTOFASİYESLER	PALEONT.	
LANGIYEN-SERRAVALİYEN	30	.	ALGLİ BAĞTAŞI	<i>Mesophyllum</i> sp. <i>Lithophyllum</i> sp.	KARBONAT YIĞIŞIMI
	28	.	BİYOKLASTLI İSTİFTAŞI İnce tabakalı, laminalı	<i>Mesophyllum</i> commun <i>Borealis</i> sp. Bryozoa	
	26	.	ALGLİ BAĞTAŞI masif		
	24	.	BİYOKLASTLI VAKETAŞI- İSTİFTAŞI	Mercean, bryozoa, ekinid Mollusk	
	22	.	MERCANLI-ALGLİ BAĞTAŞI-İSTİFTAŞI		
	16	.	Masif, kalın tabakalı	<i>Lithophyllum micrisporum</i> <i>Lithoporella melobesioides</i> <i>Borealis melo</i>	
	11	.	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI		
	9	.	ALGLİ İSTİFTAŞI Yumrulu	<i>Lithophyllum</i> sp. Gastropod, pelesipod <i>Lithophyllum prelichenoides</i> <i>Operculina complanata</i> Bryozoa, gastropod	
	5	.	MERCANLI-ALGLİ BAĞTAŞI-İSTİFTAŞI		
	2	.	Masif, kalın tabakalı ÇAMURTAŞI-VAKETAŞI	Mercean, <i>Operculina</i> sp. <i>Amphistegina</i> sp. Mollusk, ostrea	
ÜST BURDIGALİYEN	-350		Çakıtaşı, çamurtaşı Kıllı kireçtaşı, seyl Kumtaşı Kanal dolgusu çakıtaşı		ALÜVYON YELPAZESİ- AKARSU-GÖL
			Kireçtaşı		
ÜST KRETASE					

Şekil 5 Zincirkaya ölçülmüş stratigrafi kesiti



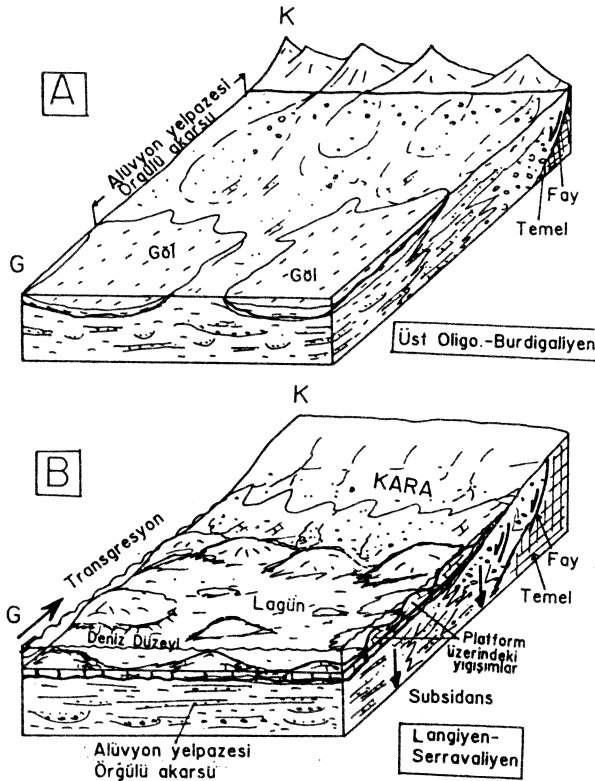
Şekil 6. Tümsek biçimli karbonat yığışımının fasiyelerini (James'den 1983 modellenmiştir).



Şekil 7. Deniz düzeyi değişimi ve yığışım yönünü gösteren model (Longman'dan, 1981 modellenmiştir)

4. EVRİM MODELİ

İnceleme alanında Üst Oligosen-Burdigaliyen'de tektonik ve iklimsel olayların etkisinde alüvyon yelpazesi-örgülü akarsu ve göl çökeli mi gerçekleşmiştir. Bu dönemde eğim atımlı fay denetimli yükselme eksenini yamaçlarında karasal kanal dolgusu çakıltı, kumtaşı, çamurtaşı depolanmıştır (Derinçay fm.). Yer yer yelpaze üzerinde yamaç eğiminin minimuma düştüğü alanlarda göl sel killi kireçtaşı, yer yer kömür ara düzeyli kiltası ve kumtaşı çökelmiştir (Fakırca üyesi) (Şekil 8A). Üst Burdigaliyen'de Arap-Anadolu levhalarının çarpışması ile bu yörede de oluşan karasallaşma dönemi, engeç Burdigaliyen-Langiyen'de Arap-Anadolu levhaları arasında açılan denizin (Bizon vd., 1974; Vrielynck vd., 1997; Rögl, 1998) bu yöreyi istila etmesi ile son bulmuştur. Başlangıçta gerilme tektoniğine bağlı oluşan eğim atımlı fay mekanizması ile birlikte sübsidans, bölgenin Langiyen'de transgresyonuna neden olmuştur (Şekil 8B). Özellikle transgresif yüzey üzerindeki sığlıklarda *Lithophyllum albanense*, *Lithophyllum commune* gibi kırmızı algler sabit tutunma yerlerinde gelişmiştir (Atabey, 1998). Daha sonra *Borelis melo*, Miliolidae gibi bentikler, mercan, bryozoa, mollusk ekinid, foraminifer bunlara eşlik etmişlerdir. *Lithophyllum albanense* ve *Mesophyllum commun* gibi algler *Lithophyllum melobesioides* kabukları ile sarılmış ve algli tümsekler halinde yapılar gelişmiştir. Daha sonra Porites ve Tarbellastrea ile birlikte yığışım rol oynamıştır. Kırmızı alg-mercan ve bentikler daha çok yığışımın çekirdeğinde bağtaşı-istiftaşı kaya tipini oluştururken, mekanik erozyon sonucunda bunlardan türeyen malzeme kanatlarda daha çok biyoklastlı vaketaşı-istiftaşı kaya tipini oluşturmuştur. Karbonat depolanmasının olması bize, deniz suyu derinliği ve su dolaşımının karbonat üretimi için yeterli olduğunu (Handford ve Loucks, 1993) göstermektedir. Deniz düzeyi yükselmesine bağlı olarak yığışım yönü yukarıya doğru tümsek-kubbe şeklinde olmuş (Şekil 7, 8B) ve bunlar üst üste birikerek, yokuş tipi platform üzerinde ardalanmalı alg yoğun yığışımları oluşturmuştur (Şekil 7, 8). Benzer oluşumlar Tuzcu vd. (1994) Batı Toroslarda (Kasaba ve Aksu havzası) duraylı koşullarda sığ şelf üzerinde gelişmiş olan mercan resifleri olarak belirtilmiştir. Yukarıya doğru tümsek şekilli bu depolanma, depolanma oranının deniz düzeyi yükselme oranından fazla (Longman, 1981) ya da dengede-duraylı olduğu korunmalı karbonat sistemlerinde (Keep-up carbonate systems) (Sarg, 1988) olabilmektedir. Karbonat yığışımları içerisinde *Halimeda* sp. gibi yeşil alg, *Borelis melo*, *Dentritina* sp., Peneroplidae ve Miliolidae gibi lagüner bentik foraminiferler ile *Globigerinoides* sp., *Orbulina* sp., *Praeorbulina* sp., *Globoquadrina* sp gibi planktonik foraminiferlerin varlığı, önceki topografya ve platform üzerinde gelişen bu yığışım arasında ve gerisinde açık denizle irtibatlı lagüner alanların gelişmiş olduğunu göstermektedir. Söz konusu yığışım daha sonra yükselen deniz düzeyine bağlı olarak derin deniz çökellerince üzerlenmiştir. Tuzcu vd. (1994) ile Hayward vd. (1998) Batı



Şekil 8. Karbonat yığışımının evrim modeli

Toroslarda tanımladıkları resiflerin oluşumunda mercanlar daha çok rol oynamasına karşın bu alandaki yığılımların oluşumunda algler önemli rol oynamıştır.

KATKI BELİRTME

Bu araştırma MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesinin "Orta Toroslar'da Miyosen Sekans Stratigrafisi Projesi" kapsamında yapılmıştır. Çalışma olanağı veren Jeoloji Etütleri Daire Başkanlığına, arazi çalışması sırasında yardımlarından dolayı Sn. Şinasi Sözeri'ye teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Atabey, N., 1998. Batı Toros Kuşağı Miyosen kırmızı alglerinin paleoekolojisi ve çökeltme ortamları, 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 58, Ankara.
- Atabey, N. 1999. Paleontoloji raporu, no: 1999/1, 41s. Ankara (yayımlanmamış)
- Bilgin, A. Z., Uğuz, M. F., Elibol, E., Güner, E. ve Gedik, İ. 1994, Mut-Silifke-Gülner yöresinin (İçel ili) jeolojisi, MTA. Derleme Rap. No: 9715 (Yayımlanmamış).
- Bizon, G., Bizon, J. J., Fein berg, H. ve Öztemur, E., 1974. Antalya, Mut, Adana havzaları Tersiyer biyostratigrafisi ve mikropaleontolojisi yenilikleri, Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 217-218, Ankara.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: Classification of carbonate rocks (Ed. by. W.E. Ham). Mem. Amer. Ass. petrol. Geol., 1, 108-121.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979. Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları, Türkiye Jeoloji Kurumu Bült., 22, 7-26.
- Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 117-126.
- Handford, C. R., and Loucks, R. G., 1993. Carbonate depositional Sequences and systems Tracts- Responses of Carbonate Platform to Relative Sea-Level Changes, in R. G. Loucks and J. F. Sarg eds., Carbonate Sequence Stratigraphy, Amer. Assoc. petrol. Geol. Mem., 57, 3-47.
- Hayward, A. B., Robertson, A. H. F. ve Scoffin, T. P., Miocene patch reefs from a Mediterranean marginal terrigenous setting in Southwest Turkey, SEPM, 159-174 (Baskıda).
- Heckel, P. H., 1974, Carbonate Buildups in the Geologic Record. A review, Laporte, L. F. (Ed.) Reefs in Time and Space, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 18, 90-154.
- James, N. P., 1983. Reef Environment. P. A. Scolle, D. G. Bebout, C. H. Moore (Eds.), Carbonate Depositional Environments, Amer. Assoc. petrol. Geol. Mem., 33, 347-440.
- Longman, M. W., 1981. A process approach to recognizing facies of reef complexes. In: European Fossil Reef Models (Ed. by. D. F. Toomey). Soc. econ. Paleont. Miner. Special Publ., 30, 9-40.
- Rögl, V. F., 1998. Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene), Ann. Naturhist. Mus. Wien. 99A, 279-310.
- Sarg, J. F., 1988, Carbonate Sequence stratigraphy. in. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., Sea Level Changes: An integrated Approach: Soc. Econ. Paleont. Spec. Publ., 42, 151-181.
- Tanar, Ü., ve Gökçen, N., 1990, Mut-Ermenek Tersiyer istifinin Stratigrafisi ve Mikropaleontolojisi, MTA Dergisi, 110, 175-181.
- Tuzcu, S., Karabıyıköğlü, M. ve İslamoğlu, Y., 1994, Batı Toros Miyosen mercan resifleri: Fasiyes özellikleri ve ortamsal konumları, 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri özleri, s. 16, Ankara.
- Uğuz, M. F., 1989. Silifke-Ovacık-Gülner (İçel ili) arasının jeolojisi, İ. Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 172 s. (Yayımlanmamış).
- Vrielynck, B., Odin, G. S. and Dercourt, J., 1997, Miocene Palaeogeography of the Tethys Oceans potential global correlations in the Mediterranean. in: Montanari, A., Odin, G. S., and Coccioni, R. (eds.): Miocene Stratigraphy: An: Integrated approach. Developments in Paleontology and Stratigraphy, 15, 157-165.
- Wilson, J. L., 1974. Characteristics of Carbonate Platform Margins, Amer. Assoc. petrol. Geol. Bull., 58, 810-824.
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geology History, New York, Springer-Verlag, 471p.

MUT HAVZASI ORTA-ÜST MİYOSEN KARBONAT İSTİFİNİN SEKANS STRATİGRAFİK YORUMU, ORTA TOROSLAR

SEQUENCE STRATIGRAPHIC INTERPRETATION OF THE MIDDLE-UPPER MIOCENE CARBONATE DEPOSIT OF THE MUT BASIN, MIDDLE TAURUS

EŞREF ATABEY MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520 Balgat-ANKARA

ÖZET

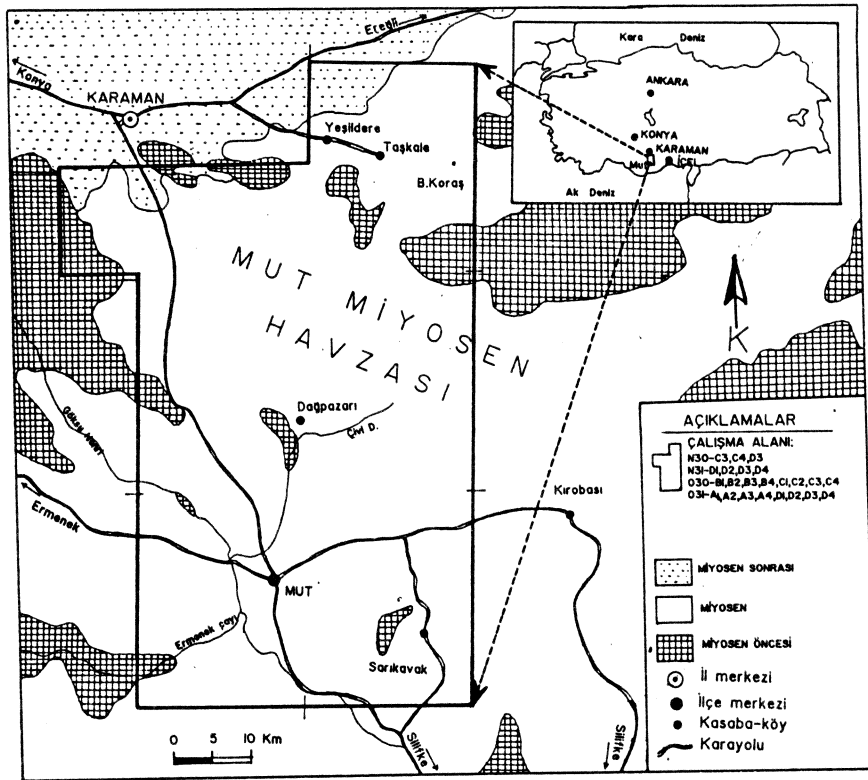
Çalışma alanı, Mut havzasının Mut-Karaman arasındaki bir bölümünü kapsamaktadır. İncelenen karbonat istifinin çökel kalınlığı yaklaşık 1500 m dolayındadır. Bu kalın çökel istif yatay düzenini korumuş olup, deniz seviyesinde meydana gelen göreceli değişimlerin izlerini taşımaktadır. Bu değişimlerin çökel sisteminde oluşturduğu fasiyes farklılıklarını görebilmek için istif, sekans stratigrafisi yöntemleri ile incelenmiş ve sekans stratigrafisi yorumu yapılmıştır. Saha verileri, paleontoloji, sedimanter petrografi gibi yöntemler kullanılarak karbonat istif içerisinde iki ayrı çökel istif tanımlanmıştır. Bunlardan birincisi Langiyen-Serravaliyen, ikincisi de Tortoniyen zaman aralıklarına tekabül etmektedir. Her iki çökel istif de aşmalı deniz düzeyi sistem birimi, yüksek deniz düzeyi sistem birimi ve alçak deniz düzeyi sistem birimlerini içermektedir. Aşmalı deniz düzeyi sistem birimi üstünde planktonik foraminiferli vaketaşı-çamurtaşı fasiyesleri ve fosil bolluk zonları ile temsil edilen bir sıkıştırılmış kesit bulunmaktadır. Bu aynı zamanda yavaş sedimantasyonu işaret etmektedir. Birinci istif lagüner, havza, havza yamacı, resif önü yamacı, resif ve alüvyon yelpazesi-örgülü akarsu-göl çökel sistemlerinden, ikinci istif ise lagüner, pelajik çökeller, karbonat kum setleri, resif ve kazıma-aşındırma ürünü çökel sistemlerinden oluşmaktadır. Karbonat istiflerinden, ilkinin sınırı Langiyen başında gelişmiş olup, bu göreceli kıyasal aşma eğrisi üzerindeki 16.4 milyon yıla karşılık gelmektedir. Serravaliyen sonunda gelişmiş olan ikinci istif sınırı ise 11.0 milyon yıla karşılık gelmektedir.

ABSTRACT

The study area comprises the region between Mut-Karaman, in the Mut Basin. The thickness of the observed carbonate sequence is about 1500 m. This thick sedimentary deposit preserved its horizontal order, and seem to carry the traces of the gradual change of sea level. In order to see the facies differences which was formed by these changes within the depositional system, the sequence was observed with sequence stratigraphic methods and the sequence stratigraphic interpretation was carried out. By using the field data and the methods such as paleontology, sedimentary petrography, two different depositional sequences were determined within the carbonate sequence. The first one, among these seems to correspond to the time interval between Langian and Serravallian and the second one Tortonian period. Both sequences contain transgressive, highstand and lowstand systems tract. There is planktonic foraminiferous wackestone and mudstone facies and a condensed section represented by fossil abundance zones over the transgressive systems tract unit. This also indicates a slow sedimentation. The first sequence is composed of lagoonal, basin, basin slope, reef front slope, reef and alluvial fan-braided stream-lake deposit systems. The second sequence is composed of lagoonal, pelagic deposits, carbonate sand banks, reef and carved-abraided product deposit systems. The first carbonate sequence began to develop at the beginning of Langian which corresponds 16.4 million years on the relative coastal onlap curve. The second sequence initiated at the end of Serravallian which is equal to 11.0 million years before present.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Orta Toroslar'da Mut Miyosen havzasının Mut-Karaman arasında kalan bir bölümüdür (Şekil 1). Mut Miyosen havzası Toros Dağ Kuşağı, Orta Toroslar bölümünde kuzeyde Karaman, batıda Ermenek, güneyde Gülnar-Silifke ve doğuda Erdemli-Kırobası yerleşim merkezleri arasında kalan bir alan olarak sınırlandırılabilir. Mut yöresinde genel jeoloji, petrol jeolojisi ve paleontoloji amaçlı yapılmış olan pek çok çalışma mevcuttur. Bunlardan Akarsu (1960), Gedik vd. (1979) genel jeoloji ve petrol amaçlı, Gökten (1976), Uğuz (1989), Bilgin vd. (1994) genel jeoloji-stratigrafisi, Erentöz (1958), Bizon vd. (1974), Tanar ve Gökçen (1990) paleontoloji amaçlı çalışmalar yapmışlardır. İstif stratigrafisi alanında yapılan çalışmalar henüz başlangıç aşamasındadır. Bu konuda Derman (1998) Karaman-B.Koraş köyünde Miyosen istifinde maksimum sellenme yüzeyi boyunca aşağıya doğru aşma yapan tabakaların karakteristiklerini ortaya koymuştur. Bu çalışmanın amacı Mut Miyosen istifinin özelliklerini, tektonik ve göreceli deniz düzeyi değişimlerinin depolanma üzerindeki etkilerini araştırmaktır. Havzada çökelen kaya birimlerini kronostratigrafik çerçeve içinde inceleyerek elde edilen veriler istif stratigrafisini yorumlamada kullanılmıştır. İstif stratigrafisi alanında yoğun bir çalışma mevcuttur. Bu çalışmalardan Vail vd. (1977), Vail ve Mitchum (1977), Mitchum vd. (1977), Posamentier ve Vail (1988), Haq vd. (1988), Sarg (1988), Handford ve Loucks (1993) deniz düzeyi değişimleri, silisiklastik depolanma istifi ve sistem birim model, karbonat istif stratigrafik model ve kavramlarla ilgilidir. İnceleme alanından amaca uygun olarak yirmidört adet ölçülmüş stratigrafik kesiti alınmış olup, bunlardan temsilci olan yedisi üzerinde kesit korelasyonu yapılarak paleontoloji-sedimanter petrografi tanımlarına göre istif stratigrafisi kavramı altında değerlendirilerek tektonik ve östatik deniz düzeyi değişimlerinin depolanma üzerindeki etkileri yorumlanmıştır. Bunun için önce alınan kesitler üzerinde istifin çököl özellikleri ve depolanma ortamlarından bahsedilmiştir. Daha sonra istif stratigrafisi anlamında yorum yapılmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanının yeri

2. GENEL JEOLJİ

İnceleme alanındaki en yaşlı kaya birimleri Üst Kretase yaşlı karbonatlar ile ofiyolit kayalarındır. Bunların üzerinde uyumsuz yer alan Tersiyer birimleri geniş bir alanda yüzeylenmekte olup, Miyosen ve Pliyosen ile temsil edilir. Çalışma alanında güneyden kuzeye genel stratigrafik çatı şu şekildedir. En altta Gökten (1976) (Üst Burdigaliyen: Aslanlı fm.), Gedik vd. (1979) (Burdigaliyen: Derinçay fm., Fakırca üyesi), Bilgin vd. (1994) (Üst Oligosen-Alt Miyosen: Derinçay fm.), Uğuz (1989) (Burdigaliyen: Derinçay fm.), Tanar ve Gökçen (1990) (Üst Oligosen-Akitaniyen-Burdigaliyen: Fakırca fm., Burdigaliyen: Derinçay

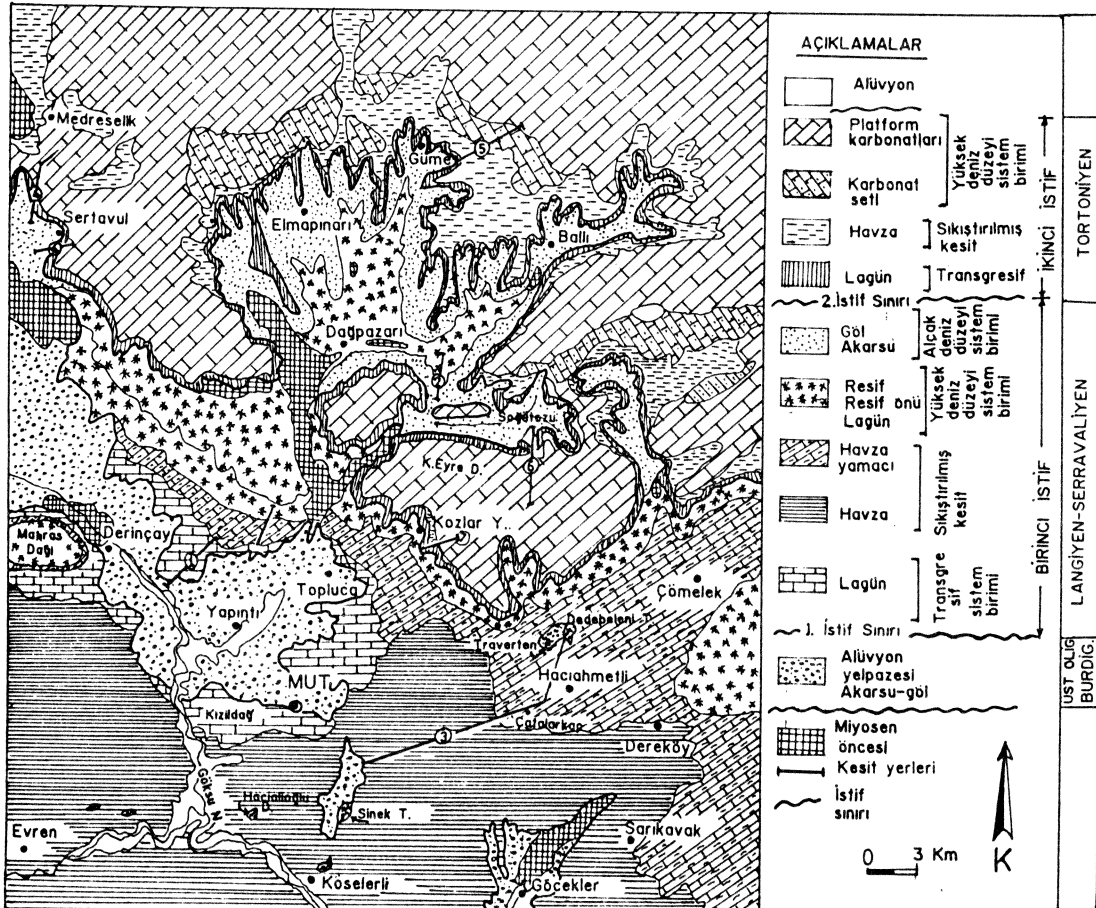
fm.) olarak tanımlanan alüvyon yelpazesi-örgülü akarsu ve göl çökelleri (350 m) yer almaktadır. Bunlar üzerine uyumsuz olarak Orta Miyosen yaşlı sıg karbonat ve pelajiklerden oluşan kaya birimleri gelir (Şekil 2, 3). Bu karbonat kayaları Güme-Kavaközü-Ballı yöresinde alüvyon yelpazesi-akarsu-göl çökellerince son bulmaktadır. Bu karasal kırıntılılar üzerine uyumsuzlukla tekrar sıg karbonat-pelajik karakterli birimler gelmektedir. Kuzeye doğru devam eden bu karbonat istifi Karaman-Yeşildere kuzeyinde Pliyosen çökellerince örtülmektedir. Gedik vd. (1979), Bilgin vd. (1994) tarafından derin denizel birimlere dahil edilen (Köselerli fm) Güme-Ballı yöresindeki karasal kırıntılılar bu çalışmada Orta ve Üst Miyosen karbonat istifi arasında bir konumda değerlendirilmiştir.

3. LİTOFASİYES ÖZELLİKLERİ VE DEPOLANMA ORTAMLARI

İnceleme alanında biri Langiyen-Serravaliyen'de diğeri de Tortoniyen'de olmak üzere tanımlanan iki istifin litofasiyes karakterleri her iki istifte ölçülmüş dikme kesitlerde ayrı ayrı anlatılmıştır (Şekil 3, 4).

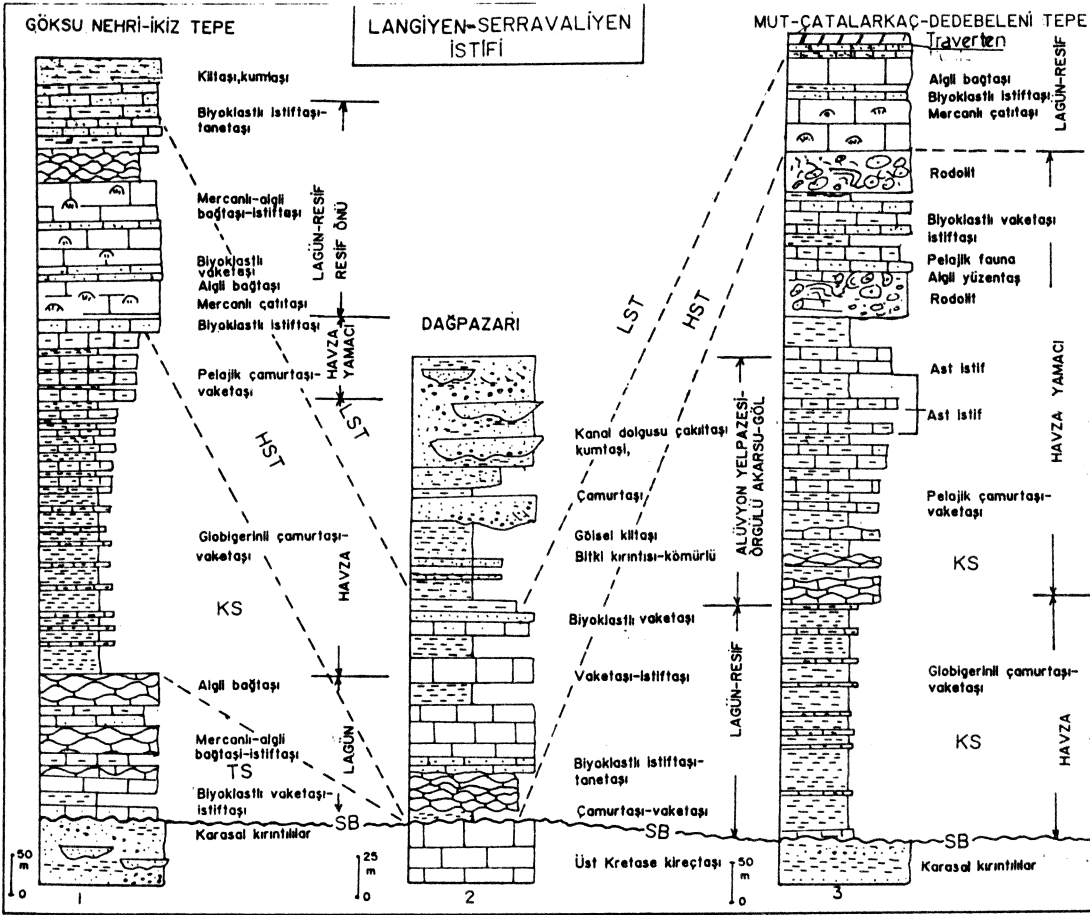
3. 1. Langiyen-Serravaliyen İstifi Litofasiyes Özellikleri ve Depolanma Ortamları

Göksu Nehrinden başlayıp kuzeye doğru İkiz tepede son bulan kesite bakıldığında (Şekil 2, 3), istif karasal kırıntılılar üzerinde, ince-orta tabakalı biyoklastlı vaketaşı-istiftaşı ile başlar. Yer yer çamurtaşı-vaketaşı arakatlıdır. Üzerinde masif, kalın tabakalı mercanlı-algli bağtaşı-istiftaşı ve ince-orta tabakalı biyoklastlı-algli vaketaşı-istiftaşı yer alır. İçerisinde pelesipod, gastropod, ekinid, kırmızı alglerden *Mesophyllum commun*, *Lithophyllum prelichenoides*, *Lithoporella melobesioides*, bryozoa, hermatipik mercan vardır. Bu kaya tipleri tümsekler şeklinde karbonat yığılımları oluşturmuştur. Bunun üzerinde pelajik çamurtaşı-vaketaşı yer alır. Pelajik-yarı pelajik istif 20-50 cm çamurtaşı-vaketaşı ve ince-orta tabakalı biyoklastlı vaketaşı-istiftaşı ardalanmalı bir dizi alt istiften oluşmaktadır. İçerisinde *Sphenolithus miopelagicus*, *Sphenolithus compactus*, *Helicosphaera amplipecta*, *Discoaster deflandre* gibi nannoplanktonlar mevcuttur (Özcelik, 1999). Havza yamacı ürünü bu litoloji kesitin üstüne doğru yerini, resif önü-resif ve lagüner ortam ürünü yumrulu biyoklastlı-algli vaketaşı-istiftaşı, masif mercanlı-algli bağtaşı-istiftaşı kaya tipine bırakır. Dağpazarı'nın 2 km doğusunda Çivi dere içinden güneye doğru alınan kesitte (Şekil 2, 3); litoloji özellikleri daha farklıdır. İstifin tabanında, Üst Kretase kireçtaşı üzerine uyumsuzlukla gelen lagüner ortam ürünü yumrulu algli bağtaşı-istiftaşı yer alır. Bunun üzerine

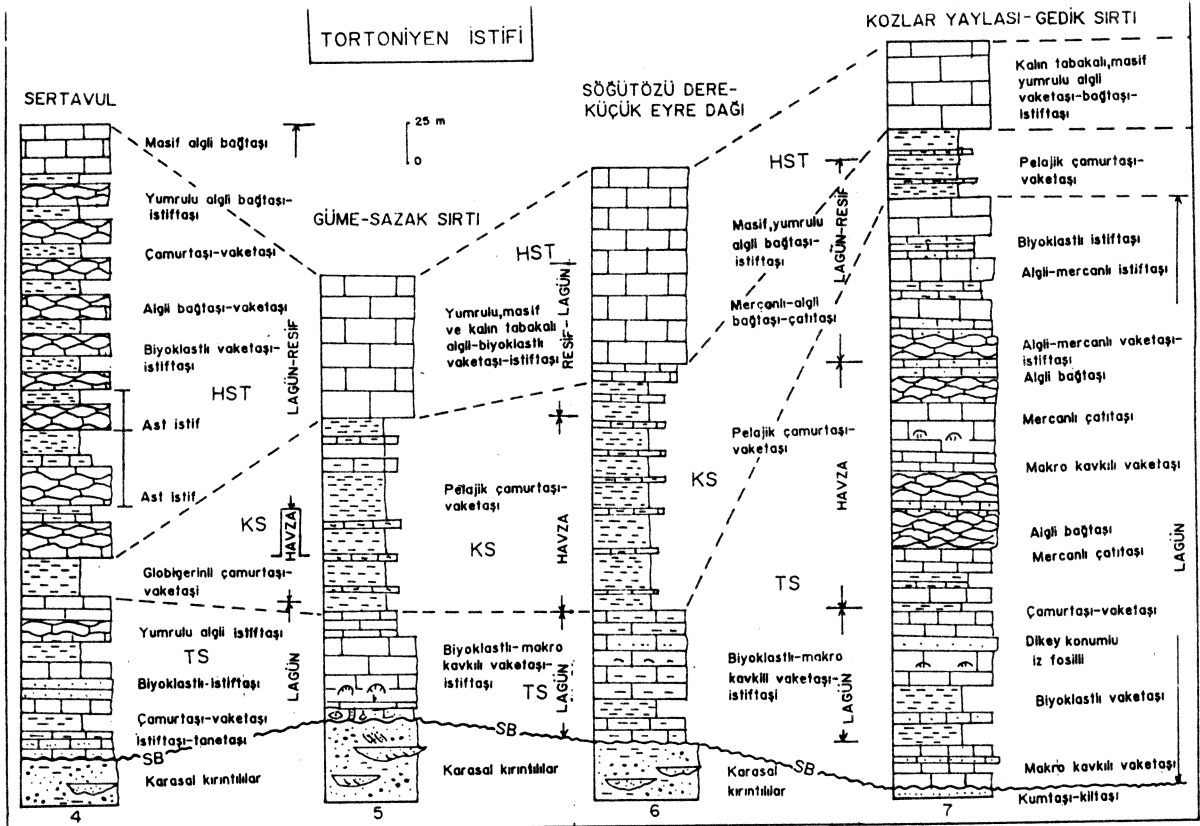


Şekil 2. Sistem birimlerin dağılımı

şıgılan karakterli olup, lagün, resif, resif önu yamacı fasiyesleriyle temsil edilir. Bunlar havzaya doğru sigmoid ilerlemelidir. Bu dizilim yüksek deniz düzeyi birim sistemlerini oluşturmaktadır. Sarg (1988)



Şekil 3. Langiyen-Serravalıyen istifinde ölçülmüş kesit tanımlamaları (Açıklama şekil 5' dedir).



Şekil 4. Tortoniyen istifinde ölçülmüş kesit tanımlamaları (Açıklama şekil 5' dedir).

makro kavkılı çamurtaşı-vaketaşı gelir. Daha sonra bol ostrealı, lamelli çamurtaşı-vaketaşı seviyesi yer alır. İstif karasal kırıntılılarla (150 m) son bulmaktadır. Karasal kırıntılıları, alüvyon yelpazesi-örgülü akarsu ve göl ortamında depolanmış kanal dolgusu çakıltı, kumtaşı, kırmızı çamurtaşı, kömür düzeyli kıltaşı oluşturmaktadır (Şekil 3). Mut'un 3 km GD dan başlayıp Dedebeleli tepede son bulan kesitte ise (Şekil 2, 3) istifin tabanı görsel kıltaşı ve kumtaşından oluşmaktadır. Bunun üzerine uyumsuzlukla doğrudan planktonik foraminiferli çamurtaşı-vaketaşı istifi yer alır (400 m). Bu düzey yoğunlaşmış kesite tekabül etmektedir. Bu kesimde alınan örneklerin mikroskop görüntülerinde glakonite rastlanılmıştır. Daha sonra pelajik çamurtaşı-vaketaşı ile biyoklastlı vaketaşı-istiftaşı aralanmasından oluşan 250 m lik bir dizi alt istif geçilmektedir. Bu bölümde havza yamacını işaret eden kayma yapıları izlenmektedir. Havza yamacı çökelleri üstünde, yama resifli lagün karakterli makro kavkılı-biyoklastlı vaketaşı-istiftaşı, masif ve kalın tabakalı mercanlı-algli bağtaşı-istiftaşı kaya tipinden oluşan istif bulunmaktadır. İçerisinde pelesipod, gastropod, Lithopaga lithopaga mollusk türü, mercanlardan Porites cf. Collegniana, Favites cf. neglecta, Peneroplis sp., Amhistegina sp., Operculina complanata bulunmaktadır. Özellikle Mut güneyindeki Sinek tepe, Hacıoğlu dağı, Köselikli, Kayık tepede havza çökelleri üzerinde mercanlı-algli, bentik foraminiferli resif karbonatları mevcuttur. İstifin en üstünde Hacıahmetli köyü Zeyker yaylası arasındaki alanda karstlaşma ve traverten oluşumları dikkati çekmektedir (Şekil 2). Mut kuzeyinde, pelajikler üzerinde yer alan resif, resif yamacı çökelleri arasındaki ilişki taban aşmalıdır. Sigmoid tabakalanma gösterirler.

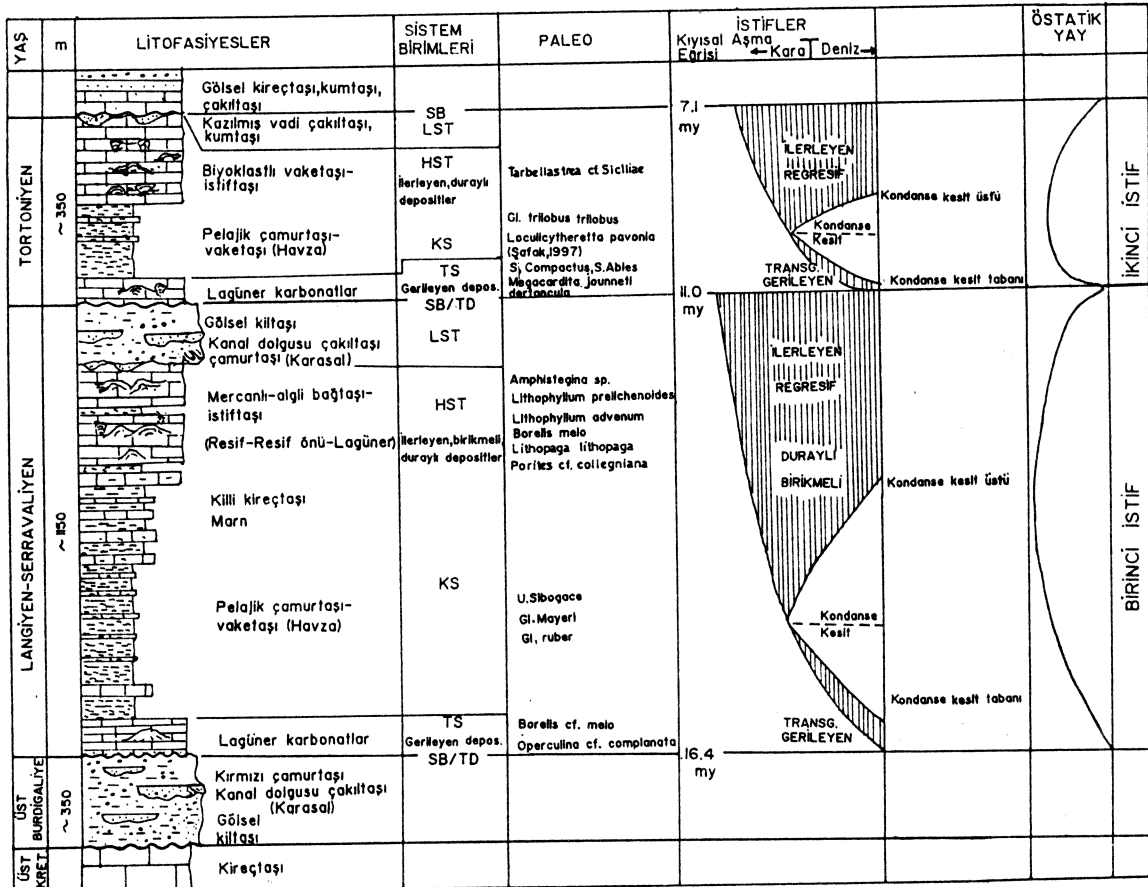
3. 2. Tortoniyen İstifi Litofasiyes Özellikleri ve Depolanma Ortamları

Tortoniyen istifi Langiyen-Serravaliyen istifine göre fasiyeslerin daha düzenli olduğu bir istifle karakterize edilmektedir. Şekil 4 deki kesitlere bakıldığında birbiri ile denetirilebilir litoloji özelliklerine sahip oldukları görülür. Sertavul güneyinden başlayıp Sertavul kuzeyinde son bulan kesitte, Güme köyü doğusundaki Sazak sırtında, Söğütözü Dere ile Küçük Eyre Dağı arasında ve Kozlar yaylası güneyi Gedik sırtından alınan kesitlere bakıldığında (Şekil 2, 4); tabanda bir önceki Langiyen-Serravaliyen istifinin en üst seviyesine ait karasal kırıntılılar yer almaktadır. Bunların üzerinde uyumsuzlukla kalın tabakalı, sarı renkli lagüner, makro kavkılı-biyoklastlı vaketaşı, yer yer istiftaşı-tanetaşı gelmektedir. Bu seviye bol ostrealı olup, kalınlığı 25-125 m dir. Ancak Kozlar yaylasında 350 m bir kalınlık sunmaktadır. Lagüner karbonatlar içerisinde Borelis melo, Austrotrillina sp., Gypsina sp., Peneroplis sp., Miliolidae, kırmızı alglardan Lithothamnion pseudoramossissimum, Archaelithothamnium intermedium, Lithophyllum albanense, Paleothamnium archaetypum (Atabey, 1999), hermatipik mercanlardan Tarbellastrea cf. Siciliae (Babayiğit, 1999), ekinid, bryozoa, mollusklardan; Megacardita jounneti dertavicula, Anadara turoniensis, Venus miocenicum (İslamoğlu, 1998) ile ostrakodlardan Auralia meyeri, Loculicytheratta pavonca (Şafak, 1997) bulunmaktadır. Gedik sırtındaki istifte; alg, bryozoa ve foraminiferler birlikte rodolit oluşturmuştur. Bu rodolitler küresel, oval ve disk şeklinde olabilmektedir (Atabey, 1998). Tabaka altlarındaki Porites, Lithophyllum albanense ve Mesophyllum commun, Lithophyllum melobesioides kabukları ile sarılmıştır. Dağılmış olan Lithophyllum prelichenoides, Lithophyllum melobesioides kabukları ile sarılmıştır. Dağılmış Lithophyllum prelichenoides parçaları Borelis melo ve Miliolidae gibi foraminiferlerle birlikte bulunmaktadır. Daha sonra Porites, Tarbellastrea lagün içindeki yama resifi gelişiminde rol oynamıştır. Burada resif, resif gerisi ve lagün ortamı tekrarlanmaktadır. İstif daha sonra pelajik çamurtaşı-vaketaşına geçmektedir. En üstte ise çok kalın tabakalı, masif ve yumrulu bol kırmızı algli bağtaşı-istiftaşı kaya tipi, doğrudan havza pelajikleri üzerine gelmektedir. Denizaltı erken çimentolanması gelişmiş olup, çamuru az, kalın karbonat seviyelerinden oluşmaktadır. Göğden yaylası kuzeyinde Kızılovada, Demirkapı kuzeyinde havzaya doğru eğimli olarak gelişmiş olan kıyı ötesi iskeletli istiftaşı-tanetaşı karakterli karbonat setleri yer almaktadır. Tortoniyen istifinin en üstünde, inceleme alanı en kuzeyinde ve kesitte yer almayan B.Koraş köyünde kazılmış vadi yüzeylemeleri görülmektedir. Kazılmış vadi içlerinde çapraz tabakalı çakıltı, kumtaşı depolanmış olup, ayrıca traverten vardır ve en üstü de göl karbonatlarınca örtülmüştür.

4. İSTİF (SEQUENCE) STRATİGRAFİK YORUM

Daha önce ölçülmüş kesitlerde tanımlanan litoloji özellikleri Şekil 5'de genel olarak verilmiş ve sekans stratigrafik yorumu yapılmıştır. Langiyen başında incelediğimiz alanda yöre transgresyona uğramış ve bu dönemde gelişen yokuş tipi bir karbonat platform üzerinde, alg yoğun, mercanlı, bentik foraminifer bileşenli tümsek biçimli karbonat yığılımları gelişmiştir. Daha sonra derin deniz karakterli bol planktonik foraminiferli çamurtaşı-vaketaşı çökellerinin oluşturduğu düşük sedimentasyon oranına işaret eden, glakonit içeren bir yoğunlaşmış kesit (Loutit vd., 1988) geçilmektedir (Şekil 5). Bu istif yukarıya doğru

tarafından bu tür oluşumlar erken geç yüksek düzey sırasında olduğu belirtilmiştir. Deniz düzeyi yükselimi depolanma oranından nisbeten daha az oranda olduğundan yüksek deniz düzeyi sistem birimleri havzaya doğru ilerleyen bir özellik gösterirler. Resif önü istiftaşları 20-30° lik eğimlerle havza yarı pelajikleri üzerine taban aşması yapmaktadır. Yüksek deniz düzeyini takiben alçak deniz düzeyi sistem birimleri gelişmiştir. Bunlar deniz düzeyinin şelf kenarı altına düşmesiyle oluşmuş karasal kırıntılılar ile havza yamacındaki akma, kayma yapılarıdır. Şelf üstünde kazıma ve aşındırılmalar olmuş, karstlaşma ve buna bağlı travertenler gelişmiştir. İkinci olarak Tortoniyen istifine bakıldığında (Şekil 5) birinci istife benzer sistem birimlerinden olduğu görülmektedir. İstifin tabanı transgresif sistem birimi çökelleri ile karakterize edilir. Bol ostrealı transgresif yüzey üzerinde, lagüner kalın tabakalı ekinidli-gastropodlu bentik foraminiferli vaketaşı-istiftaşı ile istiftaşı-tanetaşı yer alır. Yukarıya doğru aşma yapan tabakalar görülmektedir. Daha sonra bir yoğunlaşmış kesit geçilmektedir. Yoğunlaşmış kesitin üstünde bol kırmızı algli sığ su rodolitlerinin oluşturduğu kalın platform karbonatları yer almaktadır (Şekil 2,5). Pelajik ve yarı pelajikler üzerine doğrudan gelebilen bu karbonatlar yüksek deniz düzeyi sistem birimi çökelleri olup, yama resifli lagün karakteri göstermektedir. Karbonat yığılımlar bize deniz suyu derinliği ve dolaşımının karbonat üretimi için yeterli olduğuna işaret etmektedir (Handford ve Loucks, 1993). Maksimum sellenme sırasında karbonat üretimi devam etmiş ve yama resifleri kenarlarında depolanan vaketaşı-istiftaşı aşağıya doğru aşmalı yapıları oluşmuştur. Bu yapılar bize deniz suyu derinliği hakkında fikir vermektedir (Posamentier, 1988; Sarg, 1988; Handford ve Loucks, 1993). Pelajikler üzerinde yer alan ve deniz düzeyinin duraylı evresinde depolanan sığ su karbonatları yanlara doğru genişleyen karakter sunmaktadır. Sarg (1988), Handford ve Loucks (1993) tarafından yüksek deniz düzeyinin nisbeten duraylı olduğu dönemde yığılım yönünün yanlara doğru büyümeli ve genişleyen tipte olduğunu belirtmektedir. İnceleme alanında, pelajikler üzerinde gördüğümüz sığ karbonatları böyle bir sistemin oluşumlarıdır. Tortoniyen istifi içerisinde görülen iskeletli istiftaşı-tanetaşı karakterli karbonat kum setleri, yüksek deniz düzeyi evresinde oluşmuşlardır. İstifin en üstünde, deniz düzeyinin şelf kenarı altına düşmesi sırasında akarsu sistemlerinin göreceli deniz düzeyi düşmesine kendilerini



Şekil 5. Genel litofasiyeleri, sistem birimleri, kıyasal aşma ve östatik yayı gösteren şekil: SB. İstif sınırı (Sequence boundary), TD. Transgresif düzlemi (Transgressive surface), TS. Transgresif sistem birimi (Transgressive system tract), KS. Kondanse kesit (Condanse section), HST. Yüksek deniz düzeyi sistem birimi (Highstand system tract), LST. Alçak deniz düzeyi sistem birimi (Lowstand system tract).

ayarlayabilmeleri için şelf kenarında kazdıkları kanallarda çakıtaşı, kumtaşı, traverten oluşumları mevcuttur. İnceleme alanının en kuzeyinde B.Koraş köyündeki erozyon yüzeyi ve yarılmış vadiler Derman (1998) tarafından alçak deniz düzeyi sistem birimleri olarak belirtilmiştir.

5. TARTIŞMA

İstif sınırlarını küresel deniz düzeyi değişimleri ile denestirdiğimizde iki adet uyumsuzluğun olduğu görülmektedir. Birinci istif sınırı Burdigaliyen sonu Langiyen başında gelişmiştir. Bu göreceli kıyasal aşma eğrisi üzerindeki 16.4 milyon yıla karşılık gelen ikincil istif sınırının karşılığıdır (Haq vd., 1988) (Şekil 5). Serravaliyen sonu Tortoniyen başında oluşan ikinci istif sınırı göreceli kıyasal aşma eğrisi üzerindeki 11.0 milyon yıla karşılık gelir (Haq vd., 1988). Bu sırada gelişen karasal dönem küresel deniz düzeyi düşmesinden kaynaklanmıştır. Genel istif karakterlerine bakıldığında Langiyen başından itibaren gelişmeye başlayan havzanın, Serravaliyen sonunda kapandığını düşünebiliriz. Bunu bu dönemdeki karasallaşmaya ve pelajikler üzerine doğrudan sığ su karbonatlarının gelmesiyle ve karstlaşma ile açıklayabiliriz. İkinci olarak Tortoniyen başında bir transgresyon ve havza şartları egemen olmuş ve havzanın kapanma dönemi Tortoniyen sonunda gerçekleşmiştir. Bu sırada istifin en üstünde kazılmış vadi dolguları depolanmış, sığ su karbonatları ve kıyı ötesi karbonat kum setleri doğrudan pelajik ve yarı pelajik çökeller üzerinde yer almıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesinin "Orta Toroslar'da Miyosen Sekans Stratigrafisi Projesi " kapsamında yapılmıştır. Jeoloji Etütleri Daire Başkanlığına, arazi çalışması sırasındaki yardımlarından dolayı Sn. Şinasi Sözeri'ye teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Akarsu, İ., 1960. Mut Bölgesinin jeolojisi, MTA Dergisi, 54, 36-45.
- Atabey, N., 1998. Batı Toros Kuşağı Miyosen kırmızı alglerinin paleoekolojisi ve çökeltme ortamları, 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 58, Ankara.
- Atabey, N., 1999. Paleontolojik rapor, no: 1999/1, 41s. MTA Jeoloji Dairesi arşivi. Ankara. (yayımlanmamış)
- Babayiğit, S., 1999. Paleontoloji raporu, no: 1999/1, 3 s. MTA Jeoloji Etütleri Dairesi arşivi. Ankara. (yayımlanmamış)
- Bilgin, A. Z., Uğuz, M. F., Elibol, E., Güner, E. ve Gedik, İ. 1994, Mut-Silifke-Gülнар yöresinin (İçel ili) jeolojisi, MTA. Derleme Rap. No: 9715 (Yayımlanmamış).
- Bizon, G., Bizon, J. J., Fein berg, H. ve Öztumur, E., 1974. Antalya, Mut, Adana havzaları Tersiyer biyostratigrafisi ve mikropaleontolojisi yenilikleri, Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 217-218, Ankara.
- Derman, S., 1998. Characteristics of Downlapping beds along a maximum flooding surface, in a Miocene sequence, B. Koraş village, 12th Int. Petrol. Congr. an Exh. of Turkey, Ankara, 12-15, 217-228.
- Erentöz, L., 1958. Mollusques du Neogene des bassins de Karaman, Adana et Hatay (Turquie), MTA Bulletin, Serie, C, No: 4, 232 p. 36 pl.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979. Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları, Türkiye Jeoloji Kurumu Bült., 22, 7-26.
- Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 117-126.
- Handford, C. R., and Loucks, R. G., 1993. Carbonate depositional Sequences and systems Tracts- Responses of Carbonate Platform to Relative Sea-Level Changes, in R. G. Loucks and J. F. Sarg eds., Carbonate Sequence Stratigraphy, Amer. Assoc. petrol. Geol. Mem., 57, 3-47.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., ve Vail, P. R., 1988. Mesozoic and Cenezoic chronostratigraphy and cycles of sea level change, in: C. K. Wilgus, ed. Sea-level changes: an integrated approach, SEPM Spec. Publ., 42, 71-108.
- İslamoğlu, Y., 1998. Paleontoloji raporu, no: 1998/5, 7 s. MTA Jeoloji Etütleri Dairesi arşivi. Ankara. (yayımlanmamış)

- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. ve Baum, G. R., 1988. Condensed sections: The key to age determination and correlation of continental margin sequences, in C. K. Wilgus, B. S. Hastings, St. C. Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A., ve Van Wagoner, J. C., eds., Sea level changes: An integrated approach: Soc. econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 42, 183-213.
- Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., ve Thompson, III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part Two: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. in c. h. Payton ed., Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration. Amer. Assoc. petrol. Geol. Memoir 26, 53-62.
- Özçelik, N. N., 1999, Paleontoloji raporu, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi arşivi, 17s. (yayımlanmamış).
- Posamentier, H. W., ve Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II-sequence and systems tract models, in C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, ve J. C. Van Wagoner, eds., Sea level changes: An integrated approach, Soc. econ. Paleont. Miner., 42, 125-154.
- Sarg, J. F., 1988, Carbonate Sequence stratigraphy. in. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., Sea Level Changes: An integrated Approach: Soc. Econ. Paleont. Spec. Publ., 42, 151-181.
- Şafak, Ü., 1997, Karaman yöresi Üst Miyosen-Pliyosen istifinin ostrakod faunası ve ortamsal yorumu, MTA Derg., 119, 89-102.
- Tanar, Ü., ve Gökçen, N., 1990, Mut-Ermenek Tersiyer istifinin Stratigrafisi ve Mikropaleontolojisi, MTA Dergisi, 110, 175-181.
- Uğuz, M. F., 1989. Silifke-Ovacık-Gülnar (İçel ili) arasının jeolojisi, İ. Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 172 s. (Yayımlanmamış).
- Vail, P. R., ve Mitchum Jr. R. M., 1977. Seismic stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Part One: Overview. inc. H. Payton ed., Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration. Amer. Assoc. petrol. Geol. Memoir 26, 51-52.
- Vail, P. R., Mitchum, Jr. R. M. ve Thompson, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part3: relative changes of sea level from coastal onlap, in: seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration, Clayton, C. E. (Ed.), Amer. Assoc. petrol Geol. Bul. mem. 26, 63-81.

ADANA HAVZASI KUZEYİ ALT MİYOSEN YAŞLI KIRINTILI KAYAÇLARININ PROVENANSI VE SEDİMENTASYON SÜREÇLERİ

PROVENANCE AND SEDIMENTOLOGICAL PROCESSES OF LOWER MIOCENE CLASTICS OF THE NORTHERN ADANA BASIN

İsak YILMAZ, İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Böl., 34850, Avcılar/İstanbul
Kemal GÜRBÜZ, Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Böl., 01330, Balcalı/Adana

ÖZ

Bu çalışmada, Karaisalı, Çatalan, Eğner (Adana Kuzeyi) arasında yüzeyleyen kırıntılı kayaçların provenansı ve sediman gelişim süreçleri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu amaçla inceleme alanının doğu ve batısında denizaltı yelpazesi ürünü türbidit kumtaşlarında sedimentolojik, sedimenter petrografik, jeokimyasal ve ağır mineral analiz çalışmaları yapılmıştır. Batı ve doğu arasında ana petrografik bileşenler bakımından belirgin farklar olmamasına karşın, ağır mineral çalışmalarında bu iki yelpazenin petrografik açıdan farklılıklar sunduğu tespit edilmiştir. Bunun başlıca nedenleri olarak, provenansları farklı olan bu iki yelpazeden doğudakinin batıdakine göre daha kuvvetli akıntılarla taşınmış olması, geniş bir yayılıma sahip olması ve kaynak alanında duraysız ağır minerallerden bol bulunması gösterilebilir. Bu nedenlere kaynak alanın paleomorfolojisi ile tektonizma etkisi de eklenebilir. Bunların yanısıra bu kırıntılar içerisinde saptanan taşınmış fosil bulguları, kaynak alanda daha önce varlığı saptanamamış olan, Paleosen-Eosen yaşlı birimlerin varlığını belirtirken, 125-150µ çapındaki nabit altın kırıntıları ise yine kaynak alandaki muhtemel bir ekonomik cevherleşmeyi ortaya koymaktadır.

ABSTRACT

Provenance and sedimentological properties of clastic rocks which crop out between Karaisalı, Çatalan and Eğner (north of Adana) have been examined within this study. For this purpose, sedimentological, sedimentary petrographical, geochemical and heavy mineral studies have been carried out on the western and eastern submarine fan turbiditic sandstones. Despite the overall similarities between the western and eastern fans, heavy mineral analysis show petrographical differences between these two fans. The main reason for this is that different flow regime, different rock types of the provenance area. The other reasons are tectonism and palaeogeography of the provenance area. In addition to these evidences, the fossil content identified from the clastics indicate that there was Paleocene-Eocene rocks in the source area. Occurrence of gold particles in 125-150µ diameter may indicate the possibility of an economic mine in the source area.

GİRİŞ

İnceleme alanı Karaisalı Çatalan Eğner (Adana Kuzeyi) dolaylarında, 1:25000 ölçekli Kozan N34-a3, a4, b1, b2, b3, b4 topoğrafik paftalarını içine alan bir bölgede yer almaktadır (Şekil 1). Bölgede, Schmidt (1961), Görür (1979), Yalçın ve Görür (1984), Yetiş ve Demirkol (1984), Ünlügenç ve Demirkol (1988), Gürbüz (1993), Gürbüz ve Kelling (1993), Ünlügenç ve diğ (1993) ve Yılmaz (1997) tarafından çalışmalar yapılmıştır.

İnceleme alanı, batıda Ecemiş Fay kuşağı, kuzeyde Toros Orojenik Kuşağı ve doğuda ise Amanos dağları ile sınırlandırılmış olan Adana Havzası'nın kuzey kısmı ile Karsantı Havzasına ilişkin sedimanları içermektedir. Bölgedeki Neojen sedimantasyonu, daha önce yapılan çalışmalarda (Ünlügenç vd.,1991) Transgresif öncesi dönem, Transgresif dönem ve Regresif dönem şeklinde guruplandırılmıştır. Çalışma alanının kuzeydoğusundaki Meydan yayla civarında, Paleozoyik ve Mesozoyik temel birimleri üzerinde uyumsuz bir şekilde yer alan Oligosen yaşlı transgresif öncesi döneme ait Karsantı Havzası sedimentleri, bölgedeki ilk Senozoyik çökelişini oluşturmaktadır. Bunun üzerine yine uyumsuz olarak Adana Havzası transgresif sığ denizel, karbonat kıvrıntılı Kaplankaya formasyonu ile resifal karakterli Karaisalı formasyonu gelmektedir. Çalışma alanının kuzeybatısında ise, istif temel birimler üzerine Alt Miyosen yaşlı karasal özellikteki Gildirli formasyonunun taban çakıllaşları ile açısız uyumsuz olarak başlamaktadır. Kaplankaya ve resifal karakterli Karaisalı formasyonu yanıl ve düşey geçişli olarak bu birimi takip etmektedir. Transgresif istif, şelf-kıta yokuşu-derin deniz ortamında çökelen Cingöz formasyonunun türbiditik sedimentleri ile devam etmektedir. Bunlarında üzerine alt kesimlerinde derin denizel, üste doğru daha sığ denizel bir ortamı karakterize eden Güvenç formasyonu yer almaktadır. İnceleme alanının dışında, daha güneyde ise Adana Havzasının üst seviyelerine ait regresif sedimanlar yer almaktadır.

Bölgedeki Alt Miyosen yaşlı kıvrıntılı sedimanların provenansı ve çökelleme özelliklerinin belirlenmesine yönelik olarak gerçekleştirilen bu çalışmada, özellikle Cingöz Formasyonunun türbiditik karakterli kumtaşı ayrıntılı bir şekilde ele alınmıştır. Yaklaşık kuzey güney uzanımlı ve tabaka doğrultularına dik olarak 5 sedimentolojik kesit ölçülmüş ve bu kesitler boyunca yürütülen arazi incelemeleri sırasında, birimlerin ortamsal özelliklerinin yanı sıra provenanslarının tespitine yönelik paleoakıntı ölçümleri yapılmıştır. Her bir kesitten sistemli olarak derlenen kumtaşı örneklerinden petrografik amaçlı ince kesit çalışmalarının yanı sıra, jeokimyasal çalışmalar ve ağır mineral çalışmaları ilk defa bu çalışma ile gerçekleştirilmiştir.

STRATİGRAFİ

Temel kayalar

Toros Orojenik kuşağı içerisindeki en büyük Neojen havzalarından olan Adana Havzası, düzensiz bir topoğrafya sunan Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kıvrıntılı ve karbonatlı otokton birimler ile bölgeye Üst Maastrihtiyen ve sonrasında tektonik olarak yerleşen allokton konumlu ofiyolitik temel kayalar üzerinde açısız uyumsuzluk olarak yer almaktadır. Havza sedimanlarının kaynak alanını teşkil eden bu birimlerden Orta-Üst Devoniyen yaşlı Yerköprü Formasyonu ve Permo-Karbonifer yaşlı Karahamzauşağı formasyonu Paleozoyik temeli oluşturmaktadır. Devoniyen yaşlı Yerköprü formasyonu başlıca mercanlı karbonatlar, kuvars kumtaşı, silttaşı ve şeyllerden oluşmakta ve Karaisalı kasabasının kuzeyinde yer almaktadır (Lagap, 1986). Karaisalı kasabasının kuzey ve kuzeybatısında mostra veren Permo-Karbonifer yaşlı Karahamzauşağı formasyonu ise kireçtaşı, şeyl, kuvarsit, killi kumlu kireçtaşı, kuvars kumtaşı, çamur taşı ve dolomitik kireçtaşından oluşmaktadır (Gürbüz, 1993).

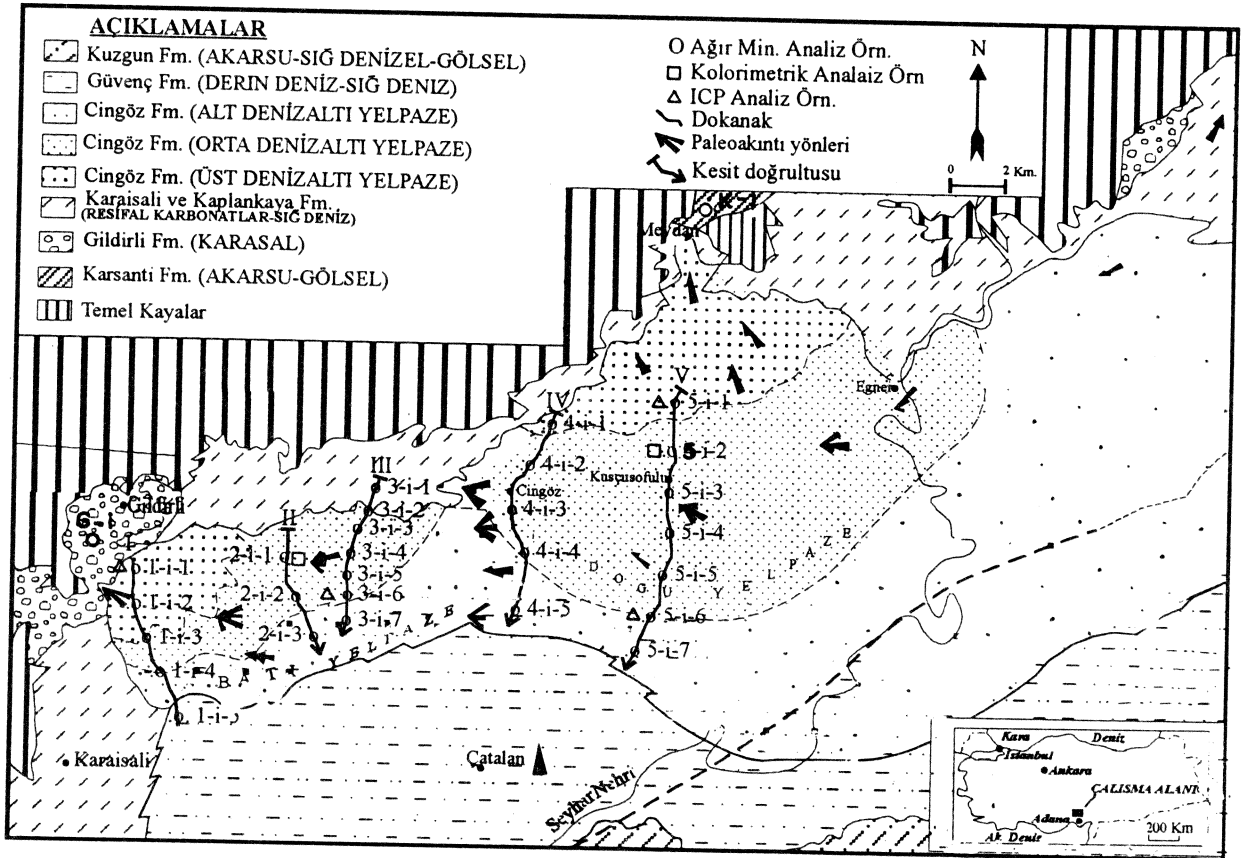
Mesozoik yaşlı birimler başlıca kısmen dolomitize olmuş Üst Triyas-Kretase yaşlı karbonatlar ile karakterize edilir. Bu birimler Demirkazık formasyonu olarak adlandırılmakta ve Paleozoyik birimleri uyumsuz bir şekilde üzerlemektedir. Üst Kretase yaşlı kahverengimsi ve yeşilimsi renkli şeyl ve volkanojenik türbiditlerin hakim olduğu Yavça formasyonu ile uyumlu bir şekilde üzerlenmektedir (Ünlügenç ve Demirkol, 1988).

Bölgenin kuzeyinde yer alan allokton konumlu birimler ise, kireçtaşı, radyolarit, volkanoklastik, serpantin ve derin deniz kıvrıntılılarından oluşan Kızıldağ melanjı ile bazik/ultra bazik Faraşa ofiyolitinden

oluşmaktadır. Bu birimler Geç Maastrichtiyen ve sonrasında bölgede yer alan Paleozoyik ve Mesozoyik birimler üzerine iki ayrı nap dilimi şeklinde yerleşmişlerdir. Bunların dışında, doğu Bolkarlarda Kampaniyen sonrası Paleosen yada Eosende gelişmiş bir granit intrüzyonu bulunmaktadır. Kaynak alanı teşkil eden bölgede; Ereğli-Ulukışla Baseni içerisinde kırıntılı kayaların yanısıra bir volkanik adayayının varlığı da bilinmektedir (Demirtaşlı vd., 1983).

Senozoyik İstif

Senozoyik çökelim bölgenin doğusunda ve batısında farklılıklar sunmaktadır. İnceleme alanının kuzeydoğusunda Meydan yayla dolaylarında mostra veren Karsantı Havzası çökelleri bölgedeki ilk Senozoyik sedimantasyonunu oluşturmaktadır. Adana Havzası'nın oluşumu öncesinde dağlar arası küçük bir basen içerisinde Alt-Üst Oligosen zaman aralığında çökeldiği belirtilen birim; tabanda alüvyal yelpaze/akarsu karakterli kongromeralar ile başlamakta, üste doğru gösel sedimanlara geçmektedir (Ünlügenç vd., 1993). Birimin kalınlığı 1750 m (Schmidt, 1961) olup, Miyosen yaşlı Adana Havzası'nın sığ denizel karbonatlı sedimanları tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.



Şekil 1. İnceleme alanının fasiyes dağılımı ve jeoloji haritası (Gürbüz 1993 den değiştirilmiştir).

Çalışma alanının kuzeybatısında ise istif, Adana Havzası'nın tabanını oluşturan ve Gildirli köyü civarında yüzeyleyen Gildirli formasyonu ile başlamaktadır. İlk defa Schmid (1961) tarafından adlandırılan birim, Mesozoyik yaşlı karbonatların topoğrafik çukurluklarında gelişmiştir (Yetiş ve Demirkol 1984). Kırmızımsı pembemsi renkli olan birim az pekişmiş olması nedeniyle yumuşak morfolojiler sunmaktadır. Kırmızı rengi, büyük kanal dolguları ile başlayan, teknesi çapraz tabakalı olan, aşınmalı taban seviyeleri ile birim karasal ortamı karakterize etmektedir. Formasyonun kalınlığı tabanın düzensizliği nedeniyle yersel olarak büyük değişiklikler sunmaktadır. Daha önce yapılan çalışmalarda (Schmidt, 1961) fosil saptanamamasına karşın birim üzerine yanal ve düşey geçişli olarak gelen sığ denizel Karaisali ve Kaplankaya formasyonlarına göre Alt Miyosen yaşı verilmiştir.

İnceleme alanının kuzeybatısında Karsantı Havzası üzerinde uyumsuz, kuzeydoğudaki Gildirli formasyonu üzerine yanal ve düşey geçişli ve yer yerde temel kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen Kaplankaya formasyonu ilk defa Lagap (1986) tarafından adlandırılmıştır. Birim, çakıllı kireçtaşı, kireçtaşı, kumtaşı ve silttaşından oluşmaktadır. Altta, masif görümlü, ayrışmalı, fosilsiz çakıllı kireçtaşı

ile başlamakta, üzerine yeşilimsi sarı renkli, bol fosilli, karbonatlı seviyeler gelmektedir. Üzerine gelen Karaisalı resifal kireçtaşları ile yanal ve düşey geçişli olması birimin sığ denizel ortamda çöktüğünü göstermektedir. Birim, Cingöz formasyonun türbiditleri ile düşey geçişli bir şekilde üzerlenmektedir. Kalınlığı değişken olan birime, saptanan fosil bulgularına göre Burdigaliyen Alt Langiyen yaşı verilmiştir (Nazik ve Gürbüz, 1992).

İnceleme alanının kuzeyinde doğu-batı uzanımlı bir yayılıma sahip olan Karaisalı formasyonu, resifal özellikteki kireçtaşlarından oluşmaktadır. Litolojik özelliği ve morfolojik yapısı ile arazide kolaylıkla ayırtılan birim, gri, kirli beyaz renkli taban kesimlerinde yer yer çörtlü biyoklastik kireçtaşı, üst kesimleri ise daha çok masif ve ayrılmış yapıdadır. Formasyonunun, saptanan fosil bulgularına göre Burdigaliyen-Langiyen aralığında çöktüğü belirtilmiştir (Görür, 1979).

Akitaniyen-Burdigaliyende oluşmuş istif üzerine, yanal ve düşey geçişli olarak denizaltı yelpazeleri şeklinde gelişmiş bulunan Cingöz formasyonu kanal dolguları ile başlayarak gelmektedir. Adana Havzası'nın transgresif dönemine ait türbiditik karakterli sedimanlardan oluşan bu çökeller ilk defa Schimidt (1961) tarafından adlandırılmıştır. Bölgede gerçekleştirilen kırıntılı sedimanların provenansına yönelik çalışmaların esasını teşkil eden bu birimin, Nazik ve Gürbüz (1992) tarafından doğu ve batıda, eş zamanlı, iki denizaltı yelpazesi şeklinde çöktüğü belirtilmiştir. Sığ denizel Kaplankaya ve Karaisalı formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunan Cingöz formasyonu, kıta yamacından başlayıp derin denize kadar ulaşan bir bölgede çöktürülen, konik şekilli ve radyal paleokıntı düzenine sahip, sedimanlardan oluşmaktadır. Denizaltı yelpazelerinden doğudaki, Meydan yayla güneyinden başlayıp Nuhlu köyüne kadar uzanır. Batıdaki denizaltı yelpazesi ise doğudakine nazaran daha küçük olup, Gildirli köyü güneyinden başlayıp güneydoğuya doğru uzanır. Her iki yelpaze de tabanda çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ve kumtaşından oluşan oldukça kalın, merceksi, ya da masif tabakalı kanal dolgularından oluşan üst yelpaze çökelleri başlar. Güney-güneydoğuya doğru çakıllı seviyeler yerini oldukça düzgün tabakalı kalın kumtaşı ve ince şeylli seviyelerden oluşan orta yelpazeye ait istife bırakır. Daha güneyde yayvanlaşan deniz dibi topoğrafyası ve artan deniz derinliği ile birlikte, tane boyu da azalmakta ve daha çok ince kumtaşı ve şeyl tabakalarından oluşan alt yelpaze çökellerine geçilmektedir. Birim, daha üstte Güvenç formasyonunun derin denizel şeylleri ile uyumlu bir şekilde örtülmektedir. Kalınlığı batıya doğru daralan ve incelen Cingöz formasyonu, Nazik ve Gürbüz, (1992)'ün yapmış oldukları çalışmada doğuda yaklaşık 2800m, batıda ise 1200 metre kalınlıkta olduğu belirtilmiştir. Yine aynı yazarlar tarafından saptanan fosil bulgularına göre birimin Üst Burdigaliyen-Serravaliyen yaşında olduğu belirtilmiştir. Bu birimler üzerine Adana Havzası istifinin regresif sedimanları ve Kuvaterner birimleri gelmektedir.

YAS	FORMASYON	LITOLOJİ	ORTAM
PLIYO-KUVATERNER	KURANSA		AKARSU
ALT PLIYOSEN MESSİNYEN	HANDERE		AKARSU - GÖL
TORTONİYEN - SERRAVALİYEN	KUZGUN		SİĞ DENİZEL
SERRAVALİYEN - LANGİYEN	GÜVENÇ - CİNGÖZ		AKARSU DERİN DENİZ-KIYI ÖTESİ SİĞ DENİZ TÜRBİDİTLER
BURDIGALİYEN - AKİTANİYEN	KARİSALİ - KAPLANKAYA - GİLDİRLİ		RESİFAL KARBONATLAR - SİĞ DENİZEL KARASAL
OLİGOSEN	KARSANTI		ALUVİYAL - FLUVİYAL GÖL
		BASEMENT	

ÖLÇEKSİZ

Sekil 2. Adana Baseni sedimaner istifine ait stratigrafik kesit (Gürbüz ve Nazik, 1992 den alınmıştır).

PROVENANS ÇALIŞMALARI

Çökel ortamına biriktirilen sedimaner kayaçların tanımlama ve sınıflandırılmasından öte, onların oluşum koşullarının ve türetildikleri kaynak kayaç ve kaynak alanlarının belirlenmesi sedimaner petrografinin önemli bir konusunu oluşturmaktadır. Bunun için provenans tayini önemli bir konudur. Provenans terimi Fransızca 'Provie' (kaynaklanmak yada başlamak) kelimesinden türetilmiş olup bir sedimentin bütün oluşum koşullarını kapsamaktadır. Bu terim çoğunlukla kaynak kayaç yada kaynak alan şeklinde kullanılmaktadır fakat sedimentin oluşumunda, bunların dışında, tektonik aktivite, iklim, rölyef, taşınma ve çökel ortam koşulları büyük önem taşımaktadır ve sistemli, bir çalışmayı gerektirmektedir.

Bölgede bu doğrultuda gerçekleştirilen incelemeler sonucunda ve Cingöz formasyonu denizaltı yelpazelerinin türbiditik kumtaşları üzerinde ölçülen paleoakıntı verilerine göre, bölgeye kırıntı geliminin iki yönden gerçekleştiği saptanmıştır. Bunlardan batıdaki yelpazenin kuzeybatıdan, doğudakinin ise yaklaşık kuzeyden malzeme temin ettiği ortaya çıkmaktadır (Şekil 2). Her iki yelpaze sedimanlarının da tane boyları, kuzeyden güneye doğru azalmaktadır. Cingöz formasyonu denizaltı yelpazelerinin yüksek oranda kaba taneli kırıntılı malzeme içermesi, havza kenarındaki kıyı sedimantasyon alanının darlığı, kayma/göçme yapılarının varlığı, yelpazelerin konik geometrisi ve ışınal paleo akıntı dağılımı, havza kenarının dik bir eğime sahip olduğunu ve sedimantasyon sırasında muhtemelen aktif olduğunu göstermektedir. Özellikle, batıdaki yelpaze sedimanlarının kalınlığı, kırıntı boyu, yuvarlaklığı, yayılımının büyüklüğü dikkate alındığında, doğudakine nazaran daha yakın ve daha dik bir paleotopografya ile karakterize edilen bir kaynak alandan malzeme temin edildiğini ortaya koymaktadır (Yılmaz ve Gürbüz, 1997)

a) Kumtaşı petrografisi

İnceleme alanında yaklaşık kuzey güney yönlü 5 sedimantolojik kesit boyunca yürütülen arazi incelemeleri sırasında, Cingöz formasyonu kumtaşlarını yatay ve düşey yönde temsil eden 28, Gildirli formasyonu ve Karsantı Havzası çökellerinden de birer adet olmak üzere toplam 30 kumtaşı örneği sistemli bir şekilde derlenmiştir (Şekil 2). Alınan örneklerden Cingöz formasyonu türbiditlerine ait Kızıldağ yayla yolu, Çorlu-Hacılı Cingöz ve Kuşçu Sofulu kesitlerinden alınan 3'er örnekten hazırlanan ince kesitler üzerinde, polarizon mikroskobu yardımıyla nokta sayımı yapılmıştır. Her bir ince kesitte 300 tane olmak üzere kuvars feldspat ve kayaç parçaları için yapılan nokta sayımı sonuçlarına göre, Cingöz formasyonu kumtaşlarının Van Andel (1958)'e göre grovak, Travis (1970)'e göre kayaç parçalı kumtaşı ve Okada (1971)'e göre ise litik arenit cinsi kumtaşı oldukları belirlenmiştir. Ayrıca bu kumtaşlarının karbonatlı bir çimento ve silt ve kil boyu ince kırıntılardan oluşan bir matriks ile tutturulduğu tespit edilmiştir.

İnce kesitler üzerinde yapılan ayrıntılı minerolojik incelemeler sonucunda, kumtaşları içerisinde, batıdaki kesitlerde daha yoğun olarak gözlenen monokristalen kuvars, potasyum feldspat ve asidik kaya kırıntılarının Adana'nın kuzeybatısındaki Bolkar dağları içerisinde yer alan asidik kökenli intrüzif birimlerden; dalgalı yanıp sönmeye gösteren polikristalen kuvars, biyotit, klorit, epidot gibi metamorfik tanelerin ise Toros kuşağı içerisinde yer alan metamorfik bir alandan türemiş olabileceği belirlenmiştir. Ayrıca doğudaki kesitlerde daha yoğun olarak gözlenen ve litik kırıntılar içerisinde oldukça önemli bir yer tutan bazik-ultrabazik kökenli piroksen, olivin, serpantinize kaya kırıntıları ve kromit gibi minerallerin bölgenin kuzeyindeki ofiyolitik birimlerden, kesitlerde bolca rastlanan karbonat kırıntıları ile yeniden işlenmiş sedimenter kırıntıların ise, yine bölge kuzeyinde yer alan Paleozoyik ve Mesozoyik platform karbonat kayaçları ile şelf karbonatlarından temin edildiği ortaya konmuştur.

Bu incelemeler sırasında, kumtaşı ince kesitleri içerisinde gözlenen ve bu kumtaşları ile birlikte taşınarak gelmiş olan fosil bulguları kapsamında; *Borelis (Neovalveolina) sp.*, *Lenticulina sp.*, *Nummulites sp.*, *Assilina sp.*, *Operculina sp.*, *Heterostegina sp.*, *Amphistegina sp.*, Rolatidae, Alg, Bryozoa bentik foraminiferleri ile Globigerinidae, Morozovellidae, Globorotalidae planktik foraminiferleri tanımlanmıştır (Prof. Dr. Engin Meriç ile sözlü görüşme, 1999). Tanımlanan bu fosil formları, taşınma sırasındaki bozunmaları nedeniyle tür olarak belirlenememiş olup, Nummulitidae familyasına ait cinslerin çokluğu ve yoğunluğu kaynak alanda, daha önce varlığı saptanamamış olan Paleosen-Eosen yaşlı birimlerin varlığını düşündürmektedir.

b) Jeokimyasal Analizler

Yelpaze kumtaşlarının jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla yelpazelerin alt ve üst kesimlerinden alınan toplam 4 örnek standart ICP analizine tabi tutulmuştur (Şekil 2). Buna göre metalik ağır elementlerin yelpazelerin kuzeyinde ve kaynak alan tarafında daha yoğun oldukları belirlenmiştir. Güneyde oldukça azalan bu element yoğunlukları, taşıyıcı unsurun etkisini göstermesi bakımından önemlidir. Yine kaynak kayaç bileşiminin tespitine yönelik olarak yelpaze kumtaşları içerisindeki manyetitlerin titanyum içerikleri, kolorimetrik analiz kullanılarak belirlenmiştir. Buna göre doğu yelpazesi kumtaşlarının içerisindeki manyetitlerin % 2.22, batı yelpazesindekilerin ise % 2.65 titanyum

İçerdikleri tespit edilmiştir (Yılmaz, 1997). Bu oranlar bölgeye manyetitlerin asidik bir kaynaktan temin edildiği sonucunu ortaya koymaktadır (Blatt and Middleton, 1980).

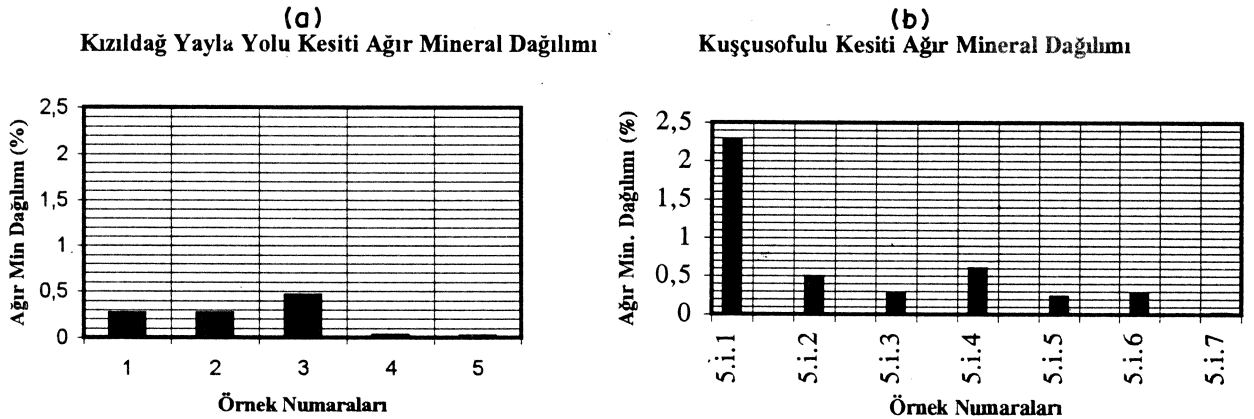
c) Ağır Mineral analizleri

İnceleme alanı kumtaşlarının provenansı ve çökel gelişim süreçlerine yönelik olarak yürütülen çalışmalar sırasında, çalışmanın esasını teşkil eden ağır mineral analizlerinin gerçekleştirilmesi amacıyla, Cingöz formasyonu kumtaşlarından, 5 kesit boyunca toplam 28 ve Gildirli ve Karsanti formasyonlarından da birer örnek ayırma işlemine tabi tutulmuştur. Ayırma işlemi gravite yöntemine dayalı Tetrabrometan (2.95 gr/cm^3) sıvısı kullanılarak, huniler yardımıyla gerçekleştirilmiştir. Analizler sonucunda her iki yelpaze kumtaşlarının, özellikle kuzeydeki kaynak alan tarafından derlenen örneklerde, minerolojik bileşim açısından büyük farklılıklar içerdikleri tespit edilmiştir. Doğuda maksimum ağır mineral yoğunluğunun % 0.449 batıda ise % 2.255 oranında olduğu bulunmuştur (Çizelge 1a-b).

Çizelge 1. Cingöz formasyonu kumtaşlarının (a: doğu, b: batı) ağır mineral miktarları.

(a)				(b)			
Örnek No:	Örnek Ağ. (gr)	Ağır Min (gr)	Ağır Min. (%)	Örnek No:	Örnek Ağ. (gr)	Ağır Min (gr)	Ağır Min. (%)
1.i.1	7,5782	0,0193	0,254678	5.i.1	10,0213	0,2260	2,2551
1.i.2	10,1245	0,0261	0,257791	5.i.2	10,0229	0,0482	0,4808
1.i.3	10,0376	0,0451	0,449311	5.i.3	10,0054	0,0256	0,2558
1.i.4	7,6132	0,0018	0,023643	5.i.4	10,0353	0,0593	0,5909
1.i.5	9,9924	0,0014	0,014011	5.i.5	10,0521	0,0226	0,2248
				5.i.6	10,0775	0,0272	0,2699
				5.i.7	10,1520	0,0012	0,0118

Ağır minerallerin, doğudaki yelpazenin özellikle kuzeyinde, batıdaki ise yelpazenin orta kesimlerinde, genellikle 1/4 ile 1/16 mm boyunda yoğunlaştığı ve her ikisinde de güneyden alınan örneklerde ağır mineral oranının yok denecek kadar azaldığı belirlenmiştir. Şüphesiz bu durum, kaynaktan uzak olan yelpazelerin alt kesimlerine, ağır minerallerin aktarılması için yeterli akıntı gücünün olmadığını ortaya koymaktadır (Şekil 3 a-b).

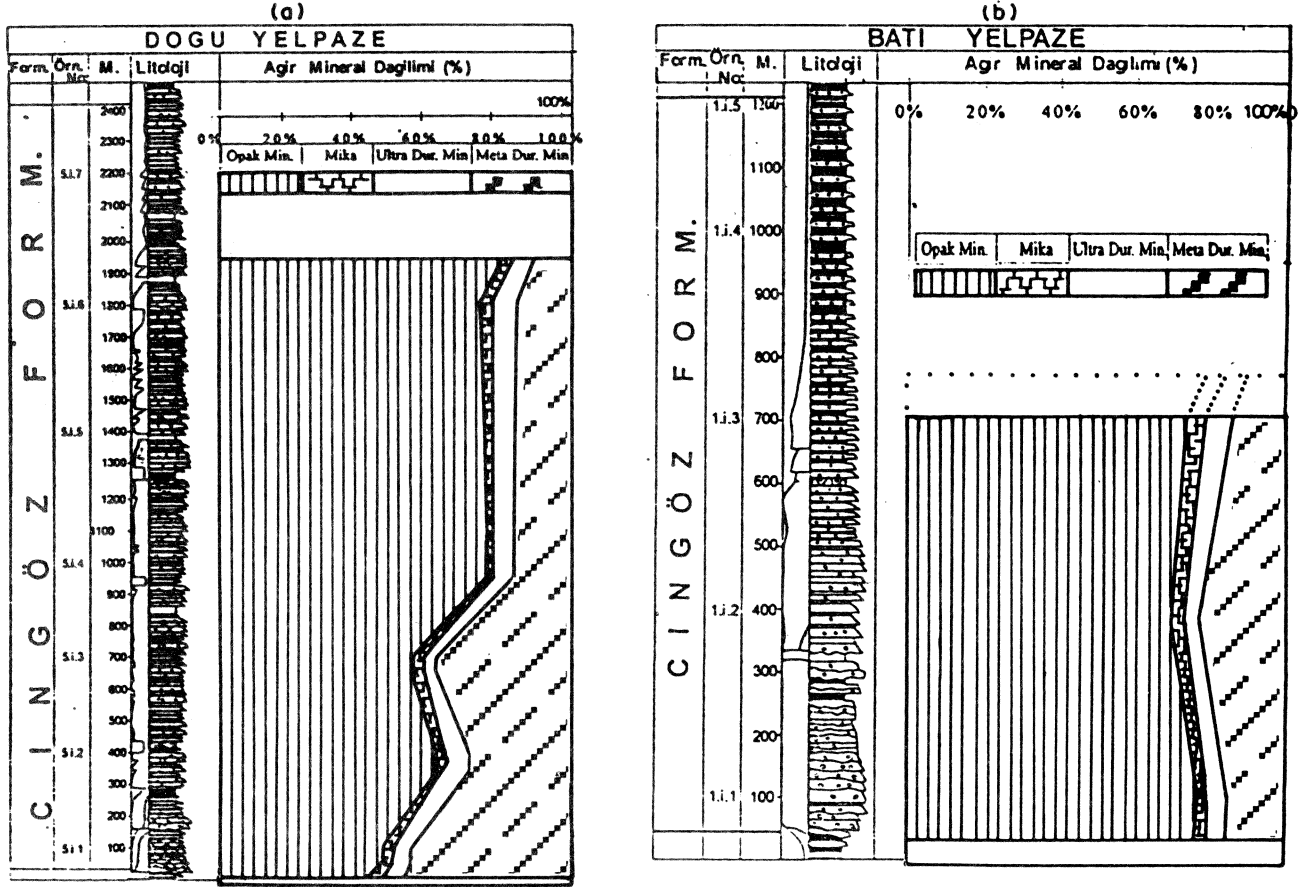


Şekil.3 Doğu ve batı yelpazelerinin (a: Kızıldağ yayla b: Kuşçusofulu kesiti) ağır mineral dağılımları.

Cingöz formasyonu kumtaşlarının ağır mineral içeriğinde çoğunlukla ilk sırayı opak mineraller almaktadır. Opak mineraller içerisinde özellikle kromit ve manyetitler yoğunluk arz ederken, yer yer doğuda hematit, limonit, batıda ise pirit gibi opak minerallerinde yoğunlaştıkları gözlenmektedir. Ayrıca örnekler içerisinde çapı 125-150 μ olan nabit altın kırıntıları kaynak alandaki muhtemel ekonomik bir cevherleşmeyi ortaya koymaktadır.

Doğu yelpazesinde alınan örneklerde ise yeşil renkli bazik-ultrabazik kökenli duraysız minerallerin batı yelpazesi kumtaşlarına göre oldukça fazla oldukları tespit edilmiştir (Şekil 4). Örnekler içerisinde gözlenen olivin, piroksen, serpantin, kromit, amfibol (özellikle doğuda) minerallerinin kuzeydeki

ofiyolitik birimlerden, monazit, apatit, zirkon, manyetit v.b. minerallerin ise daha çok, asidik kökenli bir kaynak ortamdaki taşındığı anlaşılmaktadır. Ağır mineraller içerisinde oldukça iri boyutlarda gözlenen granatların, muhtemelen pegmatitik bir kaynaktan, pirit, turmalin gibi mineraller ise daha hidrotermal bir kaynaktan türemiş olmalıdır. Yine Ağır mineraller içerisinde oldukça yuvarlaklaşmış mineraller yeniden işlenmiş sedimanter, klorit, epidot, biyotit gibi mineraller ise daha çok metamorfik bir kaynağı göstermektedir. Ayrıca otijenik kökenli manyetit ve pirit gibi minerallere de örnekler içerisinde sıkça rastlanılmaktadır.



Şekil 4. Cingöz formasyonu kumtaşları içerisindeki ağır mineraller türlerini stratigrafik kolondaki dağılımı (a: doğu, b: batı yelpaze).

Bölgeye yakın asidik bir kaynak olmamasına karşın, özellikle doğudaki yelpaze kumtaşları içerisindeki asidik kökenli minerallerin bolluğu, bu minerallerin taşınma ve çökme sırasındaki dayanıklılıklarının bir sonucudur.

Doğu yelpazesi kumtaşlarındaki ağır mineral oranının yüksek olması yanısıra bunların daha çok duraysız ağır minerallerden oluşması, kaynak alana yakınlığın yanında, güçlü bir akıntı rejimini ve akıntı şiddetini kontrol eden yamaç eğimi ve tektonik aktivitenin doğudakine nazaran daha etkin olduğunu göstermektedir (Yılmaz ve Gürbüz, 1997). Batı yelpazesindeki örneklerin ağır minerallerinin daha çok duraylı minerallerden oluşması buradaki çökelinin daha yavaş ve daha yayvan bir kaynak alandan malzeme temininin gerçekleştirildiğini göstermektedir.

Gildirli ve Karsanti formasyonlarından alınan örneklerin ağır mineral dağılımları da yukarıda bahsedilen durumu destekleyici veriler sunmaktadır. Her iki örneğinde ağır mineral bileşimi, güneylerindeki Cingöz formasyonu kumtaşlarının ağır mineralleriyle uyumluluk arz etmektedir. Doğu yelpazesinin kaynak alan tarafındaki Karsanti formasyonu kumtaşı örneğinin %12 ye varan oranda ağır mineral içermesi ve daha çok duraysız (olivin, piroksen, serpantin, anortit, amfibol vb.) minerallerden oluşması, bu kumtaşlarındaki çökelinin oldukça güçlü akıntılarla ve aniden gerçekleştiğini ortaya koyarken, Cingöz formasyonu batı yelpazesinin kaynak alan tarafında yer alan Gildirli formasyonu kumtaşı örneğinin % 0.274'lük ağır

mineral içermesi doğudakine nazaran daha zayıf akıntı gücü, kaynak alana olan uzaklık ve kaynak kaya türü ile ilgili ilişkilidir.

SONUÇLAR

İnceleme alanında yüzeyleyen Cingöz denizaltı yelpazeleri kırıntılı kayaçlarında yapılan kaynak kayaç ve kaynak alan (provenans) tespitine yönelik çalışmalarda başlıca sedimantolojik, sedimanter petrografik incekesit petrografisi, jeokimya ve ağır mineral analizleri yürütülmüştür. Bu çalışmada, daha önceki incelemelerde sedimantolojik özellikleri ve kaynak alanlarının farklılığı belirtilmesine rağmen, petrografik açıdan farklılığı ortaya konamayan yelpaze kumtaşlarının, yapılan ağır mineral analizleri ile petrografik bakımdan da farklı oldukları saptanmıştır. Yelpazelerden doğudakinin, batıdakine nazaran, peleomorfolojisi dik yakın bir kaynak alandan, güçlü akıntılarla, malzeme temin ettiği belirlenmiştir. Ayrıca doğuda, daha çok bazik/ultrabazik bir kaynak kaya ürünü kırıntılar yer alırken, batıda ise yakın asidik bir kaynak olmamasına karşın asidik beslenme ürünü kırıntılarda içerdiği tespit edilmiştir. Bütün bu incelemeler sonucunda, provenans çalışmaları yapılırken ağır mineral ve jeokimyasal analiz çalışmalarında yapılması gerekliliği ortaya konmuştur.

KAYNAKLAR

- Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R., 1980. Origin of the Sedimentary Rocks (Second Edition), Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, Newjersey 07632, pp. 305-329.
- Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A. Z., and Selim, M., 1983. Geology of the Bolkar Mountains. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara. p. 125-141.
- Görür, N., 1979. Karaisalı Kireçtaşının (Miyosen) Sedimantolojisi, T.J.K. Bült., 22/2, Ankara, s.227-234.
- Gürbüz, K., 1993. Identification and Evaluation of Miocene Submarine fans, İn the Adana Basin, Turkey. M.Sc., Çukurova University-Turkey
- Gürbüz, K., and Kelling, G., 1993. Provenance of Miocene Submarine Fans in the northern Adana Basin:A Test of Discriminant Function Analysis. Geological Journal v. 28.
- Lagap, H., 1986. Kırılan-Karakılıç-Karaisalı (KB Adana) Alanının Stratigrafisi. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, s.77., Adana.
- Nazik, A., and Gürbüz, K., 1992. Karaisalı-Çatalan-Eğner Yöresinin (KB-Adana) Alt-Orta Miyosen İstifinin Planktonik Foraminifer Biyostratigrafisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, Sayı: 35/1, s. 67-80.
- Okada, H., 1971. Classification of Sandstone : Analysis and Proposal, Jour. Geol., 79, pp. 509-525.
- Schmidt, G.C., 1961. Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum District, 7, Petroleum Administration Bull, 6., 47-63 s., Ankara.
- Travis, R.d., 1970. Nomenclature for sedimentary rocks: A.A.P.G. Bull., 54, 1095-1107pp.
- Ünlügenç, U. C., ve Demirkol, C., 1988. Kızıldağ Yayla (Adana) Dolayının Stratigrafisi. Jeoloji Mühendisliği, Sayı: 32-33, s. 17-25.
- Ünlügenç, U.C., Kelling, G., Demirkol, C., 1991. Aspect of basin evolution in the Mneogene Adana Basin, SE Turkey. International Scientific Congress on Aegean Regions, Proceeding v.1, 353-370pp., İzmir
- Ünlügenç, U. C., 1993. Controls on Cenezoic Sedimentation, Adana Basin southern Turkey. Ph.D. Thesis, University of Keele, England.
- Ünlügenç, U. C., Demirkol, C. and Şafak, Ü., 1993. Adana Baseni K-KD sunda yer alan Karsanti Baseni Çökellerinin Stratigrafik, Sedimentolojik Nitelikleri. Suat Erk Sempozyumu, Bildiriler (Ankara), s. 215-227.
- Van Andel, T.J. H., 1959. Reflection on the interpretation of heavy mineral analyses: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 153-163.
- Yalçın, N. M., ve Görür, N., 1984. Sedimentological evolution of the Adana Basin. International Symp. on the Geology of the Taurus Belt, Proceedings, Ankara, p. 165-167.
- Yetiş, C., ve Demirkol C., 1984. Adana Baseni Kuzeybatısının Stratigrafisi Üzerine Bazı Gözlemler. T.J.K. 38. Bilimsel ve Teknik Kongresi. s. 59-61 Ankara.
- Yılmaz, İ., 1997. Cingöz Formasyonu (Adana Kuzeyi) Türbiditik Kumtaşlarının Ağır Mineral Analizi ve Provenansı. Çukurova Üniversitesi, Fenbilimleri Enstitüsü, Yüksek Mühendislik Tezi, Adana 123 s, (yayımlanmamış).
- Yılmaz İ., ve Gürbüz, K., 1997. Cingöz Denizaltı Yelpazeleri (Adana Baseni-Türkiye) Ağır Mineral Analizlerinin Provenans Analizlerinde Kullanılmaları. Çukurova Üniversitesinde jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, Adana, 181-182.

DOMANIÇ NEOJEN HAVZASI KÖMÜR İÇERİKLİ ÇÖKELLERİN LİTOFASİYESLERİ VE DEPOLANMA ORTAMLARI

LITHOFACIES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE COAL- BEARING SEDIMENTS IN THE NEOGENE DOMANIÇ BASIN

Yakup ÇELİK ve İ. Erdal KEREY, İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., 34850, Avcılar, İstanbul

ÖZET

Domaniç Neojen havzası Batı Anadolu horst-graben sisteminin kuzeydoğusunda Tunçbilek-Domaniç (Kütahya) çevresinde yer almaktadır. Havza Erken Miyosen'de başlayan açılma tektoniği rejimi altında gelişmiş kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı grabendir. Havzayı sınırlayan faylar ve havza içi faylanma havzanın çökel dolgusunu tanzim etmiştir. 1 km. den kalın Miyosen-Pliyosen yaşlı havza dolgusu Neojen öncesi temel kayalar üzerine oturmuştur.

Havzadaki ilk çökel sistemi akarsu rejimiyle oluşmuş Beke formasyonu'yla başlamaktadır. Beke formasyonu farklı iki çökel ünite ile temsil edilir (ünite 1, 2). Çakıltaşı, teknesimsi çapraz tabakalı çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ve kömürden oluşmuş ünite 1 çökelleri örgülü nehir ortamında gelişmiştir. Ünite 2 birimleri ise kanal dolgusu, dirsek barı ve taşkın ovası fasiyeslerini içeren menderesli nehir çökeltme ortamı çökellerini işaret etmektedir. Beke formasyonu gölsel karakterli Tunçbilek formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Tunçbilek formasyonu silttaşı ara seviyeli kiltası, laminalı çamurtaşı, kiltası ara seviyeli tüfit, kireçli kiltası, kömür ve laminalı marndan (ünite 3) oluşmaktadır.

ABSTRACT

The Domaniç Neogene basin is situated between Tunçbilek and Domaniç (Kütahya) in the northeastern part of a horst-graben system in western Turkey. This basin formed under extensional tectonic regime, beginning in Early Miocene and is a northeast-southwest trending graben. The basin-bounding faults and intrabasinal faults control the sediment fill and the facies distribution. The Miocene-Pliocene aged basin fill of more than 1 km thickness is underlain Pre-Neogene basement rocks.

The first sedimentary system in the basin begins with fluvial regime developed on Beke formation. The Beke formation is made up of two different sedimentary units (unit 1, 2). Unit 1 deposits consist of conglomerate, trough cross-bedded conglomerate, sandstone, mudstone and coal developed on braided stream environment. Unit 2 deposits contain channel fill, point bar and floodplain facies deposits of meandering river environment. The Beke formation is overlain by the lacustrine Tunçbilek Formation. The Tunçbilek formation consist of siltstone interbedded claystone, laminated mudstone, claystone interbedded tuffite, carbonated claystone, coal and laminated marls (unit 3).

1.GİRİŞ

Domaniç Neojen havzası Batı Anadolu horst-graben sistemi içerisinde yer alan kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı bir grabendir. Batı Anadolu'da Erken Miyosende başlayan açılma sonucu Domaniç havzasında

akarsu, göl ve delta ortamları oluşmuş ve graben dolgusu olarak kırıntılı kayaçlar, geniş yayımlı kömürler, proklastik kayaçlar, volkanik kayaçlar ve kireçtaşları oluşmuştur (Çelik ve Kerey, 1998). Domaniç ve Tunçbilek civarında Nebert (1960) tarafından havzanın Jeolojik yapısı ve kömür potansiyeline yönelik ilk çalışma yapılmıştır. Yörenin Tersiyer Jeolojisi ise Baş (1986) tarafından çalışılmıştır. Ayrıca Tunçbilek kömürlerinin Palinolojisi üzerine Yavuz vd. (1995) tarafından çalışmalar yapılmıştır. Bu makale, Domaniç havzasında ki kömür içeren birimlerin litofasiyes ve çökel ortamlarının belirlenmesini ve kömür oluşum ortamının yorumlanmasını amaçlamaktadır.

2. STRATİGRAFI

Bu çalışma, Batı Anadolu'da Kütahya ile Bursa arasında Domaniç Tunçbilek Çevresini kapsamaktadır (Şekil 1). Havzasının temelini Paleozoyik şişt, Mesozoyik ofiyolitik kayaçlar ve Alt Tersiyer granitoidleri oluşturmaktadır. 1 km'yi aşan Miyosen-Pliyosen yaşlı havza dolgusu akarsu rejimiyle oluşmuş Beke Formasyonu ile başlamaktadır (Şekil 2). Beke formasyonu çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı, ince kömür damarları ve bitümlü çamurtaşı-şeyl çökellerinden oluşmaktadır.

Beke formasyonu kömür içerikli gölsel karakterdeki Tunçbilek formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Tunçbilek formasyonu kömür, organikçe zengin çamurtaşı şeylli, laminalı marn ve kireçtaşı ile yerel olarak çakıltası-kumtaşı ara seviyelerinden oluşmaktadır. Kömürün oluşmaya başlamasıyla birlikte havzada etkin bir tektonizmanın varlığı, gölsel alanın genişlemesi ve havza kenarlarında gelişen kaba kırıntılı çökellerden anlaşılmaktadır. Sonuçta havzayı sınırlayan faylar ve havza içi faylanma havzadaki çökel dolguyu ve litofasiyesleri tanzim etmiştir. Havzadaki kömürler üzerinde yapılan polinolojik analizlerle belirlenen sporomorflar topluluğunun Eskişehir Topluluğu'na benzerlik gösterdiği ve bu kömürlerinde Alt-Orta Miyosen süresinde oluştuğu Yavuz vd. (1995) tarafından belirlenmiştir.

Tunçbilek Formasyonu gölsel sedimanları havzanın güneybatı kenarında deltayık çökeller ile havzanın kuzeydoğusunda ise fandelta çökelleriyle giriktir. Üste doğru göl sistemi devam ederek proklastik kayaçlar ve kireçtaşı tabakalarından oluşan Saruhanlar formasyonu ile geçişlidir. Saruhanlar formasyonu Pliyosen yaşlı Karaköy volkanikleri tarafından örtülmektedir. Havzada Domaniç çevresinde geniş yayımlı olan Çökköy formasyonu'nun proklastik katkılı çakıltası ve kumtaşı birimleri Karaköy volkanitlerini üzerlemektedir. Emet formasyonu'nun çakıltası-kumtaşı ara seviyeli marn ve killi kireçtaşından oluşan havzanın son çökel dolgusu, Pliyosen sonuna kadar devam etmektedir (Şekil 2).

3. SEDİMENTOLOJİ

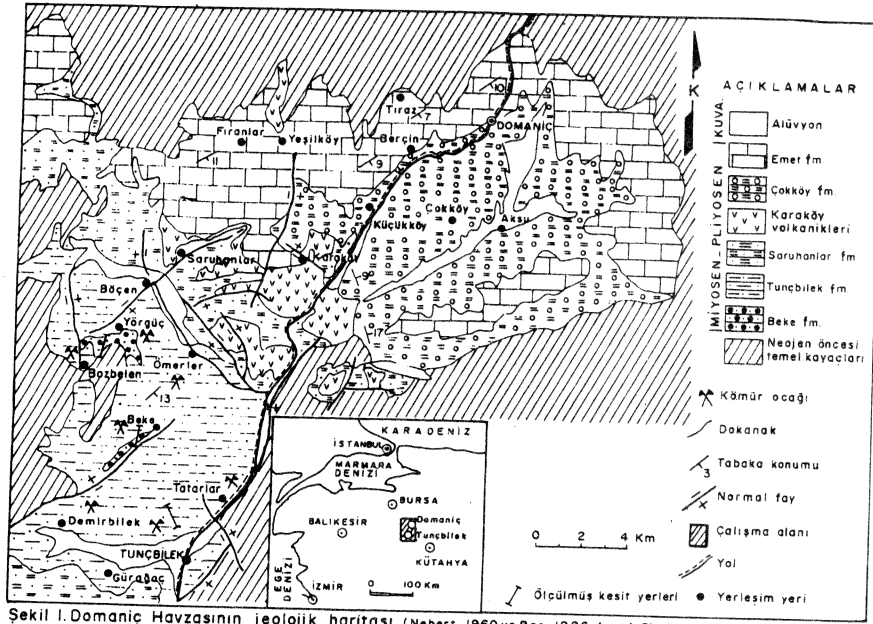
Çalışma kapsamında incelenen kömür içerikli Beke ve Tunçbilek Formasyonları üzerinde yapılan sedimentolojik çalışmalarda farklı 3 çökel ünite belirlenmiştir. Havzadaki ilk çökel sistem olan ünite 1 Beke formasyonu'nun taban kesimini oluştururlar (Çizelge 1). Ünite 2 ise havzanın ortalarına doğru Beke formasyonu'nun üst kesimini meydana getirirler (Çizelge 2). Ünite 3 ise havzanın orta kesimindeki Tunçbilek formasyonu çökellerinden oluşmaktadır (Çizelge 3). Bu çökel üniteler farklı litofasiyes topluluklarından oluştuğundan aşağıda ayrı alt başlıklar şeklinde anlatılacaktır.

3.1. Ünite 1

3.1.1. Litofasiyesler

Çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı ve kömürden oluşan yukarıya doğru tane boyu incelen sekanslar şeklindeki ünite 1 birimleri Neojen öncesi temel kayaçlardan ofiyolitik kayaçları üzerlemektedir. Ünite 1 ile temel arasındaki dokanak diskordanslı olup belirsiz şekilde aşınmıştır. Ünite 1'in kalınlığı temelin paleotopoğrafik röliyefine ve aşınmaya bağlı olarak havzanın kuzeydoğusuna doğru azalır. Yukarıya doğru incelen sekanslar 1-3 m kalınlıkta yaygı yada mercek şeklinde olup keskin aşınmalı tabanlıdır. Yukarıya doğru merceksel geometrilidir, keskin taban aşınmalı sekanslar, yerini taban aşınmasız kömürlü sekanslara bırakır. Ünite 1 de belirlenen 7 ayrı litofasiyes aşağıda ki gibi tanımlanmıştır. Bu litofasiyesler sırasıyla Miall (1978) tarafından önerilen Gm, Gt, St, Se, Sh, Fl/Fr ve C litofasiyes kodları ile denestirilebilir.

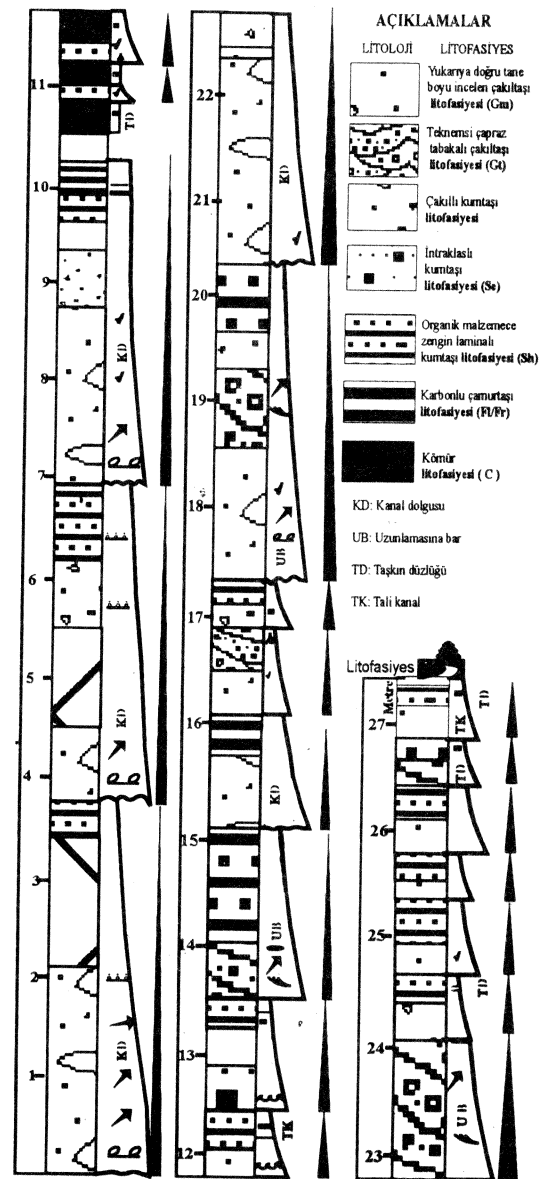
3.1.1.1. Yukarıya doğru tane boyu incelen çakıltası litofasiyesi: Bu litofasiyes şarabi bordo renkli, kötü, yer yer iyi boyulanmalı, tane destekli, yer yer çakıl binik yapıları çakıltalarından oluşur (Çizelge 1). Çakıl boyu 10-15 cm, bazen max. 35 cm. tane boyutunda yassı -yuvarlak ve küt köşelidir. Tek bir çakıltası unitesi yukarıya doğru incelen 1-3 m. arasında değişen kalınlığa sahiptir. Taban dokanağı keskin aşınmalı, üst dokanağı ise dereceli yada keskindir. Tabakalanma genellikle gözlenmemekle birlikte yanal olarak merceksel geometrilidir. Çakıl taneleri çoğunluklu granitik malzeme ve ofiyolitik kayaç parçalarından, şişt



Şekil 1. Domaniç Havzasının jeolojik haritası (Nebert, 1960 ve Baş, 1986 dan değiştirilmiştir.)

Yaş	Formasyon	Kalınlık (m)	Litoloji	Açıklamalar
P l i o s e n	Kavater.	0-50		Çakıl, kum ve kil
	Alüvyon	0-50		Çakıl, kum ve kil
	Emet	200		Kireçtaşı
	Çokküy	200		Killi kireçtaşı
	Karaköy volkanit.	0-100		Çakıltı, kırıntılı tüfit
	Bazalt - Andezit	0-100		Bazalt - Andezit
Alt-Orta-Üst- Milyosen	Saruhanlar	300		Kireçtaşı
	Tuncbilek	300		Kumtaşı, tüfit ve
	Beke	0-150		Çakıltı ve kumtaşı
	Beke	0-150		Siltli kiltası, kireçli çamurtaşı, kömür ve marn
Neojen öncesi	Temel kayalar			Çakıltı, kumtaşı, çamurtaşı ve kömür
				Granitoid, ofiyolitik ve metamorfik Kayaçlar

Şekil 2. Domaniç havzası genelleştirilmiş sütun kesiti



Çizelge 1. Yörgüç ölçülü kesiti.

ve kristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kum matriks destekli ve yerel çakıl binik yapılı olan çakıltaşları çapraz tabakalı çakıltaşı ve kumtaşlarıyla ardalanmalıdır.

3.1.1.2. Teknemsî çapraz tabakalı çakıltaşı litofasiyesi: Bu litofasiyes kahvemsî-kiremit renkli yer yer kum matriksli yer yerde tane destekli mercekse geometrilî teknemsî çapraz tabakalı çakıltaşlarından meydana gelir (Çizelge1). Çakıl taneleri orta boylanmalı, yassı- yuvarlak 10-13 cm çaplı çakıllardan oluşur. Tek bir teknemsî unite 30-135 cm. arası yüksekliğe, 3 m yanal devama sahiptir. Taban ve üst dokanağı keskindir. Kum matriksli ve yer yer de tane destekli olan çakıltaşları; ofiyolitik kayaç, granit, şişt ve rekristalize kireçtaşı çakıllarından oluşur. Bu litofasiyesin üste doğru kalınlığı ve tane boyu inceler

3.1.1.3. Çakıllı kumtaşı litofasiyesi: Bu litofasiyes kahve-boz renkli, bol yaprak ve bitki izli kaba kumboyu taneli çakıllı kumtaşlarından oluşur. Çakıl taneleri yuvarlak ve küt köşelidir. Çakıllı kumtaşı dönemleri 30-50cm. arası kalınlıkta olup yukarıya doğru tane boyları inceler. Alt ve üst dokanakları keskin ve dereceli geçişli olup üste doğru orta kum boyu taneli kumtaşlarına geçerler.

3.1.1.4. İntraklastik kumtaşı litofasiyesi: Bu litofasiyes kahve-kiremit renkli 1 cm çapında bol çamurtaşı parçası ve kömür izleri içeren, kaba-ince kumboyu taneli kumtaşlarından oluşmaktadır. Ortalama 40-50 cm. kalınlıkta tabakalardan oluşan bu fasiyesin alt dokanağı keskin olup üstte doğru tane boyu inceler. Kömür litofasiyesi ile ardalanmalı dönemler oluşturur.

3.1.1.5. Organik malzemece zengin laminalı kumtaşı litofasiyesi: Bu litofasiyes organik malzemece zengin siyahımsı kahverenkli, kömürleşmiş bitki parçalı orta-ince kum boyu taneli kumtaşlarından oluşur. Kumtaşları ince-orta tabakalı olup üst kesimleri laminalıdır. 25-150 cm. arasında kalınlığa sahip dönemlerden oluşan bu litofasiyes 1-3 cm arası karbonlu çamurtaşı seviyeleri içerir. Bu litofasiyesin taneboyu üste doğru inceler çamurtaşlarına geçer. Kumtaşları içerisinde çok iyi korunmuş yaprak fosilleri gözlenir.

3.1.1.6. Karbonlu çamurtaşı litofasiyesi: Bu litofasiyes koyu gri renkli, ince laminalı, şeritler şeklinde kömür içerikli çamurtaşlarından oluşur. 15 cm kalınlığa ulaşan bu litofasiyes yanal olarak 20-30 m. devamlılığa sahiptir. Bitki kök ve parçaları içeren çamurtaşları diğer litofasiyeslerle ardalanmalıdır. Çok az mostrası gözlenebilen bu litofasiyesin alt ve üst dokanağı keskin ve derecelidir. Bazen tabanı aşınmalı çakıltaşları tarafından örtülmektedir.

3.1.1.7. Kömür litofasiyesi: Bu litofasiyes kahvemsî siyah renkli, parlak bantlı kömürlerden oluşur. İnce laminalı olan kömürler yanal devamı fazla olmayan mercekler şeklinde 1-7 cm. arası kalınlıklara sahiptir. Bu litofasiyes laminalı organikçe zengin kumtaşı litofasiyesini dereceli yada keskin dokanakla üzerler.

3.1.2. Çökeltme ortamı

Yukarıda anlatılan litofasiyeslerin birlikteliğinden çizelge 1 de oluşturulmuş kanal dolgusu, uzunlamasına bar ve taşkın düzlüğü fasiyesleri belirlenmiştir. Bu fasiyes toplulukları ünite 1 birimlerinin örgülü akarsu çökeltme ortamında depolandıklarını belirtir (Miall,1985).

3.1.2.1. Kanal dolgusu fasiyesi: Genellikle yukarıya doğru tane boyu incelen taban aşınmalı çakıltaşı litofasiyesi (Gm) ile çakıllı kumtaşı litofasiyeslerinden (St) oluşan bu fasiyes örgülü akarsuyun kanal fasiyesi olarak yorumlanmıştır. 3 metreye ulaşan aşınmalı tabanlı sekanslar şeklinde devam eden çakıltaşlarının çakılları kötü-orta boylanmalı, yuvarlak yassı çakıllı ve yer yerde çakıl binik yapılıdır.

3.1.2.2. Uzunlamasına bar fasiyesi: Teknemsî çapraz tabakalı çakıltaşı litofasiyesi (Gt), intraklastca zengin kumtaşı litofasiyesi (Se) ve laminalı organikçe zengin kumtaşı litofasiyesleri (Sh) uzunlamasına bar fasiyesini oluşturur. Kanal dolgusu fasiyesiyle ilişkili olan bu fasiyes taşkın düzlüğü fasiyesiyle geçişlidir.

3.1.2.3. Taşkın düzlüğü fasiyesi: Organikçe zengin laminalı kumtaşı, karbonlu çamurtaşı (Fl/Fr) ve kömür (C) litofasiyesinden oluşan bu fasiyes yerel olarak bitki kökü ve kömürleşmiş bitki parçaları içerir. Bu litofasiyesler, sellenme esnasında tali kanal ile ana kanal çökellerinin süspansiyon yüküyle depolanan taşkın

düzlüğü fasiyesi çökelleri olarak yorumlanmıştır. Kömür litofasiyesi taşkın düzlüğünün bataklık çökelleri olarak gelişmiştir. Taşkınların olmadığı çökeltmezlik evrelerinde ise bitki kökleri oluşmuştur.

3.2. Ünite 2

3.2.1. Litofasiyeler

Kum matriksli çakıltaşı, çamurtaşı parçalı kumtaşı, epsilon çapraz tabakalı kumtaşı, tablamsı çapraz tabakalı kumtaşı, teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı, rıpilli kumtaşı, lamine kumtaşı ve bitümlü çamurtaşı şeyl litofasiyelerinden oluşan ünite 2 çökelleri yukarıya doğru tane boyu incelen sekanslar gösterirler (çizelge 2). Ünite 2'yi oluşturan çökeller üstten görsel kökenli Ünite 3 birimleriyle yanal ve düşey geçişlidir. Ünite 2'nin taban dokanağı kesit alınan Beke köyü civarında belirli değildir. Muhtemelen Ünite 1 birimleriyle ilişkili olup, havzanın ortasına doğru tedricen ünite 1 birimleri yerini ünite 2 birimlerine bırakmaktadır. Birimlerdeki paleoakıntı verileri bu sonucu desteklemektedir. Bu litofasiyeler sırasıyla Miall (1978) tarafından önerilen Gm, Se, Sp, St, Sr, Sh ve Fsc litofasiyes kodları ile denetirilebilir.

3.2.1.1. Kum matriksli çakıltaşı litofasiyesi: Bu litofasiyes kiremit renkli, iyi boylanmalı, yuvarlak-yassı çakıllı ve kum matrikslidir. Çakılların tane boyu 1-1.5 cm olup, çakıltaşı % 30-50 oranında çakıl boyu malzeme içerir. Çakıl taneleri arasında çamurtaşı topaklıkları ve bitki parçaları içerir. Bu fasiyes taban aşınmalı yada keskin dokanakla başlayıp üste doğru dereceli olarak kumtaşlarına geçer (çizelge 2). Maksimum 30 cm kalınlığa sahip dönemler oluşturur bu litofasiyes yerel olarak kumtaşı kamaları içerir. Çakıl taneleri kuvars, radyolarit ve serpantinit çakıllarından oluşur.

3.2.1.2. Çamurtaşı parçalı kumtaşı litofasiyesi: Bu litofasiyes 1 cm çapında çamurtaşı parçası ile yer yer kömür parçaları içeren orta-ince taneli kumtaşlarından oluşur. Ayrıca kısmen çakıl taneleride içerir. Kum taneleri yukarıya doğru incelen ortalama 40 cm kalınlıkta sekanslar şeklinde devam eder. Yanal olarak fazla devamlılığı olmayan bu litofasiyes dereceli olarak üste doğru lamine kumtaşlarına geçer.

3.2.1.3. Epsilon çapraz tabakalı kumtaşı litofasiyesi: Düşük açılı çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşan bu litofasiyes maksimum 6.6 m kalınlığa sahip sekanslar şeklindedir. Bu litofasiyesi oluşturan herbir tabakanın kalınlığı 5-30 cm ve tabakanın eğim açıları ise 5-15 derece arasında değişmektedir. Merceksel geometriye sahip olan bu litofasiyes 3-5 cm kalınlıkta bitümlü çamurtaşı-şeyl ara seviyeleri içerir. Kumtaşları çok iyi yuvarlaklaşmış ofiyolitik kökenli çakıl taneleri içerir. Ayrıca düşük açılarla aşınmalı tabanla üzerledikleri bitümlü çamurtaşı-şeyllerin çakıl büyüklüğünde parçalar bulundurulur.

3.2.1.4. Tablamsı çapraz tabakalı kumtaşı litofasiyesi: Kaba-ince kumboyu taneli düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşan bu litofasiyesin çapraz tabaka setleri ortalama 2 metre kalınlıktadır. Çapraz tabaka setleri merceksel geometriye sahip olup 15-20 m arası genişliğe sahiptir. Çapraz tabakalar ise 10-20 cm arası kalınlığa ve çapraz tabaka ön takımları ise 15 derece eğim açısına sahiptir. Bu litofasiyes bitümlü çamurtaşı şeylli yada lamine kumtaşı üzerine keskin bir dokanakla gelir. Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı ile yanal geçişli olan bu litofasiyes rıpilli yada lamine kumtaşları tarafından üzerlenir.

3.2.1.5. Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı litofasiyesi: Kaba-orta kumboyu taneli, teknemsi çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşan bu litofasiyes 80-280 cm kalınlığa sahiptir. Teknemsi tabakaların kalınlığı ise ortalama 5 cm dir. Alt dokanağı bitümlü çamurtaşı-şeyl ile keskin dokanaklı olan litofasiyes üstten lamine kumtaşları tarafından örtülür.

3.2.1.6. Rıpilli kumtaşı litofasiyesi: Kaba kum boyu taneli akıntı rıpilli kumtaşlarından oluşan bu litofasiyes 20 cm kalınlıktadır. Kumtaşları kömürleşmiş bitki parçaları ve iz fosiller içerir. Tablamsı çapraz tabakalı kumtaşları üzerine keskin bir dokanakla gelen bu litofasiyes üstten yine aynı birim tarafından sınırlandırılmaktadır. Yanal devamlılığı olmayan rıpilli kumtaşları tek bir seviye şeklinde görülmektedir.

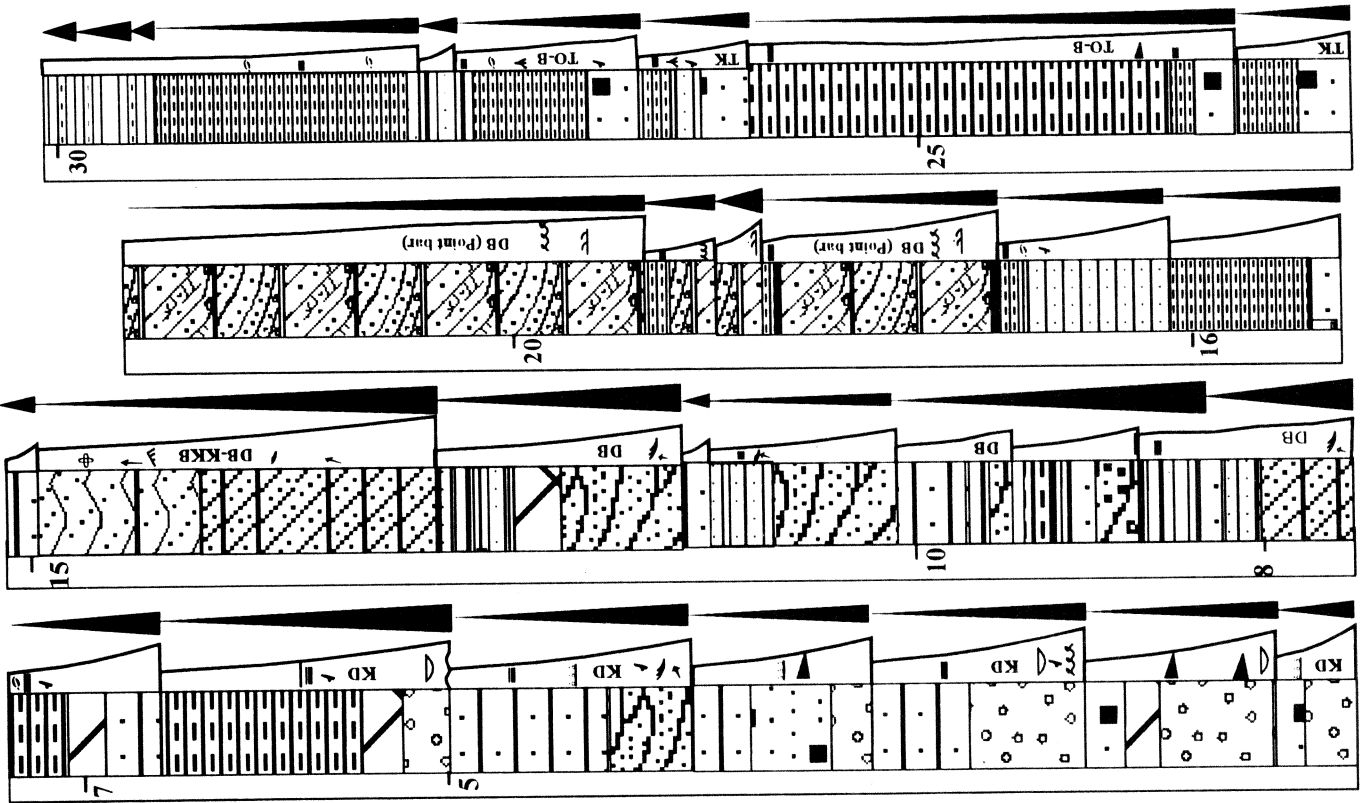
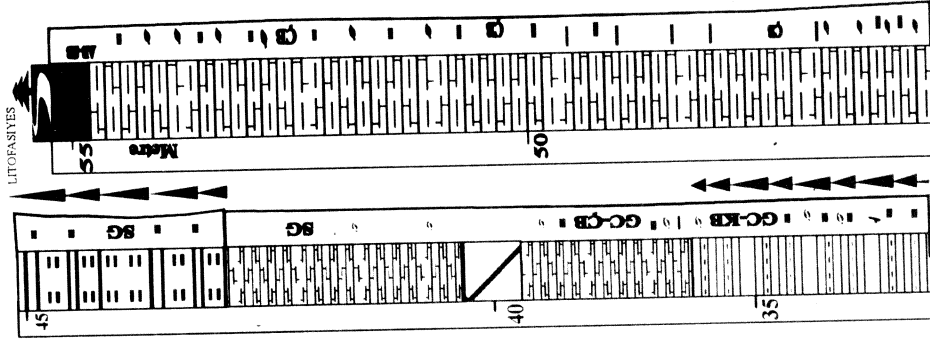
3.2.1.7. Lamine kumtaşı litofasiyesi: 3-5 cm kalınlıkta bitümlü çamurtaşı-şeyl ara seviyeli, lamine, ince-orta tabakalı, orta-ince kum boyu taneli kumtaşlarından oluşan bu litofasiyes ortalama 2 m kalınlıkta sekanslardan oluşur. Tane boyu üstte doğru incelen kumtaşları içerisindeki şeyl ara seviyelerinin kalınlığı yukarıya doğru artar ve üst kesimlerde bitümlü çamurtaşı-şeyl litofasiyesine geçer. Yanal devamlılığı fazla olmayan kumtaşları içerisinde bol bitki parçası, yaprak fosili ve yerel olarak çakıl taneleri içerir.

ÖLÇÜLÜ KESİTLE İLGİLİ AÇIKLAMALAR
LİTOFASİYESLER

- Epsilon çapraz tabakalanma
Teknemsi çapraz tabakalanma
Tablamsı çapraz tabakalanma
Dalga ripili
Akıntı ripili
Yatay lamina
Formasyon içi çamurtaşı parçaları
Derecelenme
Kanal
(aşınma yüzeyi)
Bitki kökleri
Bitki parçaları
Yaprak fosilleri
Gastropoda
Biyoturbasyon
Komür izleri
Merceksi yapı
Tane boyu değişimi
Tabakalanma aşınımı
Eski akıntı yonleri

- SG: Süğ göl
KB: Kıyı bataklığı
CB: Çamur bataklığı
GC: Gölçük(Palustrine)
KD: Kanal dolgusu
DB: Dirsek barı
TK: Tali kanal
TO: Taşkın ovası
B: Bataklık

- Kum matrisli çakıltaşı litofasiyesi (Gm)**
Çamurtaşı parçalı kumtaşı litofasiyesi (Se)
Epsilon çapraz tabakalı kumtaşı litofasiyesi (Sp)
Tablamsı çapraz tabakalı kumtaşı litofasiyesi (Sp)
Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı litofasiyesi (St)
Rıplılı kumtaşı litofasiyesi (Sr)
Laminallı kumtaşı litofasiyesi (Sh)
Bitümlü çamurtaşı şeyli litofasiyesi (Fsc)
Silttaşı ara seviyeli laminallı kıltaşı litofasiyesi
Kireçli, laminallı çamurtaşı litofasiyesi
Kıltaşı ara seviyeli tüft litofasiyesi



Çizelge 2. Beke ölçülü kesiti.

3.2.1.8. Bitümlü çamurtaşı şeylli litofasiyesi: Koyu gri renkli yaprağımsı ince laminalı organikce zengin çamurtaşlarından oluşan bu litofasiyes 5 cm ile 15 m kalınlığa sahiptir. Yer yer kömür içeren bu litofasiyes kömürleşmiş bitki parçaları ve iyi korunmuş yaprak fosilleri içerir. Yanal devamlılığı fazlaca olan bu litofasiyesin alt ve üst dokanağı laminalı kumtaşlarıyla keskin dokanaklı ve ardalanmalıdır.

3.2.2. Çökeltme ortamı

Ünite 2 birimlerinden belirlenen 8 ayrı litofasiyesin birlikteliğinden çizelge 2 de oluşturulan kanal dolgusu fasiyesi, dirsek barı fasiyesi ve taşkın ovası fasiyesleri belirlenmiştir. Bu fasiyes toplulukları ünite 2 çökellerinin menderesli akarsu çökeltme ortamında depolandıklarını belirtmektedir (Miall, 1985).

3.2.2.1. Kanal dolgusu fasiyesi: Tane boyu yukarıya doğru incelen kum matriksli çakıltaşı (Gm) ve çamurtaşı parçalı kumtaşı (Se) litofasiyeslerinden oluşan bu fasiyes taban aşınmalı olup bazende keskin dokanaklıdır. 1 metreye yakın dönemler şeklinde devam eden fasiyesin çakılları yuvarlak-yassı olup, çakıllar iyi boylanmalıdır. Ayrıca çakıl büyüklüğünde çamurtaşı parçaları da içermektedir.

3.2.2.2. Dirsek barı ast fasiyesi: Genellikle epsilon çapraz tabakalı kumtaşı, tekneimsi ve tablamsı çapraz tabakalı kumtaşı (St, Sp) litofasiyesi topluluklarından teşekkül eder. Yanal yığılım yüzeylerini belirten epsilon tip çapraz tabakalar çamurtaşı litofasiyesleriyle ardalanmalıdır. Ayrıca epsilon çapraz tabakalı kumtaşları yanal olarak laminalı kumtaşı ve rıplı kumtaşı litofasiyeslerine geçiş gösterir.

3.2.2.3. Taşkın ovası ast fasiyesi: İnce taneli organikce zengin laminalı kumtaşı (Sh) bitümlü çamurtaşı şeylli (F1) litofasiyesinden meydana gelen bu fasiyes yaprak fosili ve bitki parçaları içermektedir. Laminalı çamurtaşı içerisindeki çok iyi korunmuş yaprak fosilleri süspansiyon yüküyle oluşan yavaş depolanmayı yansıtır. Ayrıca yerel olarak gözlenen çakıl ile kum taneleri ve çamurtaşı arasındaki kumtaşı ara seviyeleri taşkın düzlüğü yakınında varolan bir aktif kanala ve banküstü sellenmeye işaret eder (çizelge 2). Çamurtaşlarının bazı kesimlerinin organikce zengin olması taşkınlar esnasında yer yer bataklıkların oluştuğunu ve bitümlü çamurtaşı şeylli litofasiyesinin bataklık çökeli olarak oluştuğunu gösterir.

3.3. Ünite 3

3.3.1. Litofasiyesler

Ünite 3 birimleri silttaşı ara seviyeli laminalı kıltaşı, kireçli laminalı çamurtaşı, kıltaşı ara seviyeli tüfit, laminalı kireçli kıltaşı, kömür, marn ve killi kireçtaşı litofasiyeslerinden oluşur (çizelge 2, 3). Ünite 2 birimleriyle yanal ve düşey geçişli olan bu ünite 100 m kalınlığa sahiptir.

3.3.1.1. Silttaşı ara seviyeli laminalı kıltaşı litofasiyesi: Siyahımsı koyu gri renkli, 5-10 cm kalınlıkta bitki parçalı ve yaprak fosilli silttaşı ardalanmalı laminalı kıltaşlarından oluşan bu litofasiyes 8.5 m kalınlığa sahiptir. Yanal devamlılığı fazla olan bu birim ünite 2 çökelleriyle yanal ve düşey geçişlidir. Organik maddece zengin olan bu litofasiyes bol kömürleşmiş bitki parçaları, iyi korunmuş yaprak fosilleri ve yer yer yanal devamı fazla olmayan 1 cm lik kömür izleri içermektedir. Kıltaşları yer yer ince tabakalı olup ortalama 1-2 metre aralıklarla silttaşı ara tabakaları içermektedir.

3.3.1.2. Kireçli, laminalı çamurtaşı litofasiyesi: Siyah-gri renkli, organik maddece zengin laminalı çamurtaşlarından oluşan bu litofasiyes kireç içeriklidir. Yaklaşık 15 m kalınlığa sahip olan bu birim kıltaşlarıyla geçişlidir. Kat kat yaprağımsı özelliğe sahip olan bu litofasiyes içerisinde yatay konumlu kömürleşmiş bitki parçaları ve yaprak fosilleri bulunur.

3.3.1.3. Kıltaşı ara seviyeli tüfit litofasiyesi: Boz-gri renkli, 10-20 cm ara seviyeli laminalı kıltaşlarıyla ardalanmalı orta-kalın tabakalı tüfitlerden oluşan bu litofasiyes yaklaşık 2.5 m kalınlıktadır. Tüfitler bol mika pulcukları içerirler. 3 ayrı tabaka ardalanması şeklinde gözlenen tüfit ara seviyelerindeki laminalı kıltaşları organik maddece zengindir.

3.3.1.4. Laminalı, kireçli kıltaşı litofasiyesi: Grimsi sütlü kahve renkli, organik maddece zengin laminalı kıltaşı litofasiyesi 15 m kalınlığa sahiptir. Yer yer ince tabakalı olan bu birim yatay konumlu kömürleşmiş bitki parçaları ve yaprak fosilleri içerir. Ara seviyeler şeklinde çok ince (1cm) kömür bantları içeren bu litofasiyesi kömürler üzerlemektedir.

3.3.1.5. Kömür litofasiyesi: Kahvemsı siyah renkli, parlak-mat kömürlerden oluşan bu litofasiyes 11 m kalınlığa sahiptir. Kömürler yer yer bantlı olup 5 ile 25 cm kalınlıkta ki kömürlü kıltaşı ve kıltaşları tarafından bölünmektedir. Kömür damarları yüksek kil içeriği ve farklı sülfür değerine sahiptirler. Kömürdeki baskın litotip düren (mat kömür) olup kısmende vitren (parlak kömür) litotipi içerir. Kömürler içerisinde otijenik pirit mineralleri gözlenmektedir. Havza genelinde yanal devamlı olan alt bitümlü kömür seviyesindeki bu kömürler üste doğru marnlarla üzerlenirler

3.3.1.6. Marn litofasiyesi: İnce-orta tabakalı, yer yer laminalı ve bol yaprak fosilli marnlardan oluşan bu litofasiyes 60 m kalınlığa sahiptir. Bu litofasiyes killi kireçtaşı ve kireçli kıltaşı karakterlerinde olup tatlı su formunda gösel gastrapod fosilleri içerir.

3.3.2. Çökme ortamı

Yukarıda anlatılan ünite 3 çökellerinin litofasiyes birliktelikleri çizelge 2 ve 3 de görüldüğü gibi kıyı-bataklık fasiyesi ve sığ göl fasiyeslerinden oluşur. Ünite 3 birimlerinin laminalı, yatay konumlu bitki parçalı, karbonatlı ve tatlı su fosilli olması, bu litofasiyeslerin gösel ortamda çökeldiğini gösterir.

3.3.2.1. Kıyı-bataklık fasiyesi: Silttaşı ara seviyeli laminalı ve organikçe zengin kıltaşı litofasiyesi gölün kıyı fasiyeslerine karşılık gelmektedir. Ayrıca kireçli çamurtaşı ve kıltaşı litofasiyeslerinin varlığı göl ortamını desteklemektedir. Yatay konumlu kömürleşmiş bitki parçaları allokton kökenli bir turba gelişimine işaret eder. Yanal devamlı kalın kömür damarları ise sığ sınırlı dolaşımli gölcüklerde depolanmıştır.

3.3.2.2. Sığ göl fasiyesi: Kömür litofasiyesini üzerleyen marnlar bu fasiyesi simgelemektedir. Marnların laminalı ve tatlı su fosilli olması, yer yer organik malzeme (bitki parçaları ve yaprak fosili) içermesi sığ göl fasiyesini desteklemektedir. Bu fasiyes yukarı doğru mikritik kökenli tatlı su fosilli kireçtaşları ile geçişli olarak üzerlenir.

4. TARTIŞMA VE SONUÇ

Çalışma kapsamında incelenen kömür içerikli çökeller 3 farklı litofasiyes topluluğundan oluşurlar. Beke formasyonu'nun taban ve havza kenarındaki kesimi 7 ayrı litofasiyeden oluşan örgülü akarsu çökme ortamı; kanal dolgusu, uzunlamasına bar ve taşkın düzlüğü fasiyeslerinden oluştuğu belirlenmiştir. Beke formasyonu'nun havza içine doğru üst kesimlerini oluşturun 8 ayrı litofasiyes ise kanal dolgusu, dirsek barı ve taşkın ovası fasiyeslerini içeren menderesli akarsu çökme ortamında geliştiği saptanmıştır. Tunçbilek formasyonu'nun kömür içerikli ünite 3 birimleri 6 litofasiyeden meydana gelir. Göl çökme ortamında gelişen bu litofasiyesler; kıyı-bataklık fasiyesi ve sığ göl fasiyeslerini karakterize ederler.

Beke Formasyonu'nun kömürlü ve organikçe zengin seviyeleri örgülü ve menderesli akarsuların taşkın düzlüğü ovalarındaki bataklık fasiyeslerinde depolanmışlardır. Yanal devamlı ve ekonomik değere sahip Tunçbilek formasyonu'nun kömürleri ise sığ-sınırlı gösel kıyı fasiyeslerinde depolandıkları belirlenmiştir. Kömür zonunun ara seviyeleri ile taban ve tavan kesimlerindeki kıltaşı ve kireçli çamurtaşı seviyelerinde dik konumlu bitki kök ve parçalarının bulunmaması; birimlerin laminalı, yaprak fosilli ve tatlı su kökenli gastrapod fosilli olması ve yatay konumlu bitki parçaları içermesi; kömürlerin limnik bir ortamda allokton olarak depolandığını göstermektedir.

5. KAYNAKÇA

- Baş, H., 1986.** Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz Yöresinin Tersiyer Jeolojisi, *Jeol. Müh. Der.*, 27, 11-18.
- Çelik, Y., and Kerey, İ. E., 1998.** The Facies Distribution of Miocene Coal-bearing Sediment in Domaniç Basin, western Turkey, 8 th Coal Geology Conference, Prague, p.8.
- Miall, A.D., 1978.** Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary in: A.D. Miall (Ed), *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Pet. Geol. Mew., 5,597-604.
- Miall, A.D., 1985.** Architectural-Element Analysis: A new Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth- Science Reviews*,22, 261-308.
- Nebert, K., 1960.** Tavşanlı batı ve kuzeyindeki linyit ihtiva eden Neojen sahasının mukayeseli stratigrafisi ve tektoniği, *MTA Dergisi*. 54, 7-35.
- Yavuz, N. Ediger. V. S., Erlor, A. 1995,** *Palyonology, Organic Petrography and Geochemistry of the Lower-Middle Miocene Coals of the Tavşanlı Basin (Kütahya)*. *Yerbilimleri*, 17, 87-100.

KASABA VE UÇARSU FORMASYONLARININ MOLLUSK FAUNASI İLE STRATİGRAFİK ÖN SONUÇLARI (BATI TOROSLAR)

STRATIGRAPHIC FIRST RESULTS OF KASABA AND UÇARSU FORMATIONS BASED ON MOLLUSCAN FAUNA (WESTERN TAURIDS)

Yeşim İSLAMOĞLU, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdleri Dairesi, 06520, Balgat-Ankara
Güler TANER, Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beşevler-Ankara

ÖZET

Bu çalışmada; Batı Toroslar'da, başlıca kırıntılı ve yer yer karbonat çökellerle temsil edilen Miyosen yaşlı Kasaba ve Uçarsu formasyonlarının mollusk faunasınca zengin seviyelerinden ölçülü stratigrafi kesitleri alınarak, pelesipod ve gastropod faunasına ait çok sayıda cins ve tür belirlenmiştir. Buna göre, Beydağları otoktonunda yer alan ve regresif karakterli olan Kasaba formasyonu'nda Orta Miyosen'e ait Tetis faunasının yanısıra, Merkezi Paratetis faunasına da rastlanılmış ve formasyonun yaşı Langiyen= Alt Badeniye olarak belirlenmiştir. Regresif özellikteki Uçarsu formasyonu, allokton konumlu Yeşilbarak Napı (Ara Zon)'na ait Gömbe grubu'nda yer almakta olup, içerdiği tipik faunaya göre yaşı Burdigaliye olarak belirlenmiştir. Bölgedeki sedimantasyon, napların yerleşiminden kaynaklanan tektonik aktivitenin denetimi altındadır. Buna göre, Dumanlıdağ napı (Likya napları), Burdigaliye sonu - Langiyen başında Uçarsu formasyonu'nu, Yeşilbarak napı ise Langiyen sonunda Kasaba formasyonu'nu örtmüştür. Sonuçta litolojik olarak benzer, fakat faunal açıdan farklı olan Kasaba ve Uçarsu formasyonları senkron olmayıp, birbiri ardısıra gelişmiştir.

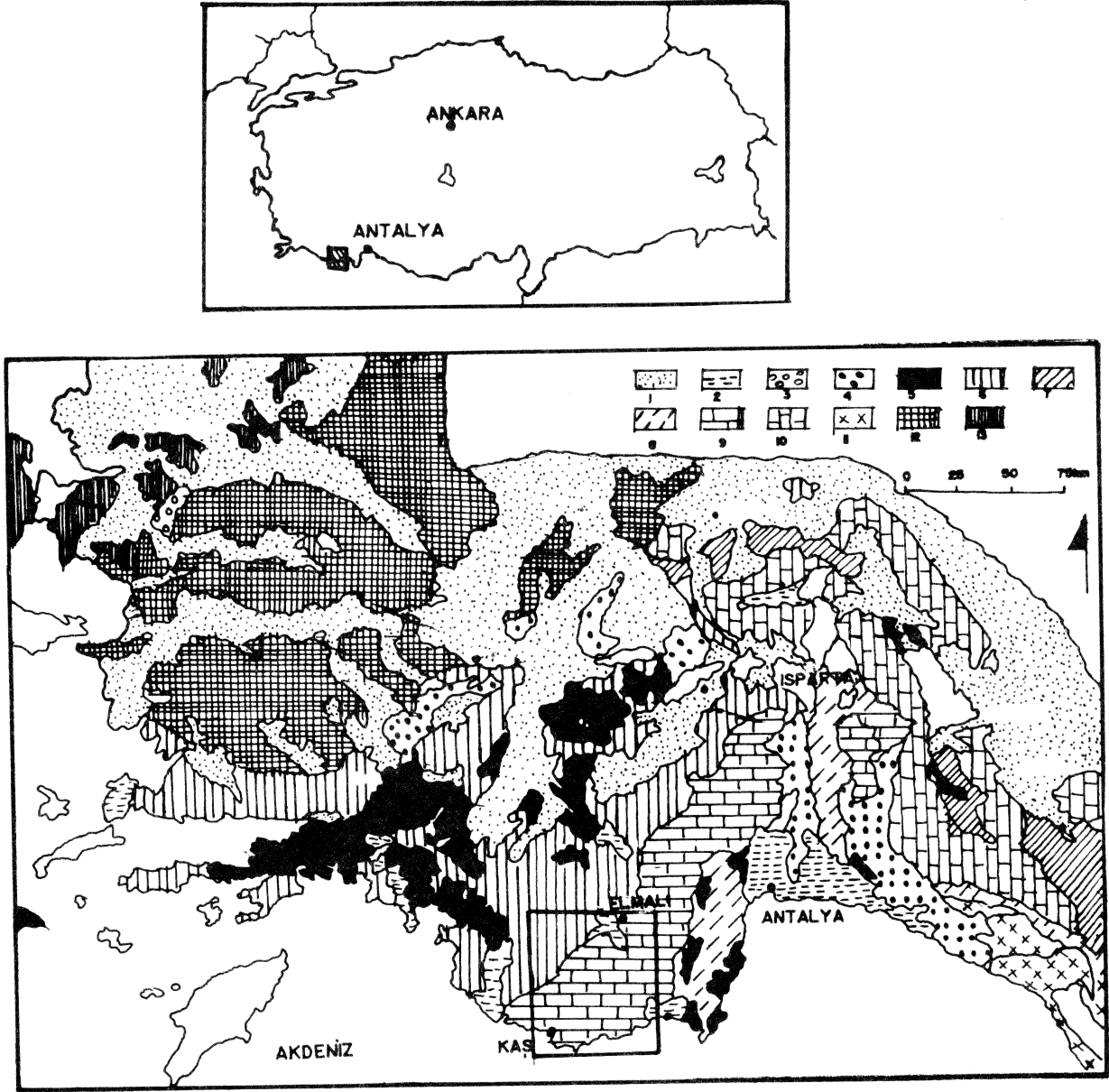
ABSTRACT

In this study, with having the measured stratigraphic sections of the rich levels of mollusc fauna in Kasaba and Uçarsu formations represented by mostly detritals and sometimes carbonate deposits; various genus and species of pelesipod and gastropod fauna were determined. According to this, In Kasaba formation which is of regressive character in Beydağları Autochton, besides the tethyan fauna The Central Paratethyan fauna was also found. So, the age of Kasaba formation was determined as Langhian = Lower Badenian. The other unit, Uçarsu formation which is of regressive character again, is in Gömbe Group belonging to Interface Zone (=Ara Zone) with allochton state. According to the comprising of typical Burdigalian fauna, the age of Uçarsu formations was determined as Burdigalian. Sedimentation in the region was under the control of the tectonic activities resulted from emplacement of the nappes. The Dumanlıdağ Nappes (Lycian Nappes) covered Uçarsu formation at the end of the Burdigalian - at the beginning of the Lower Langhian and later the Yeşilbarak nappes covered Kasaba formation at the ending of the Langhian completely. As a result, Kasaba and Uçarsu formations which

seem to have resemblances in lithologic properties but in faunal communities, were not synchronous; but developed sequentially after each other in different periods.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Batı Toroslar'da, Finike - Kaş - Elmalı arasında yer almaktadır (Şekil 1). Bölgedeki Miyosen çökelleri sedimentolojik, stratigrafik ve tektonik amaçlı olarak pek çok araştırmacı tarafından

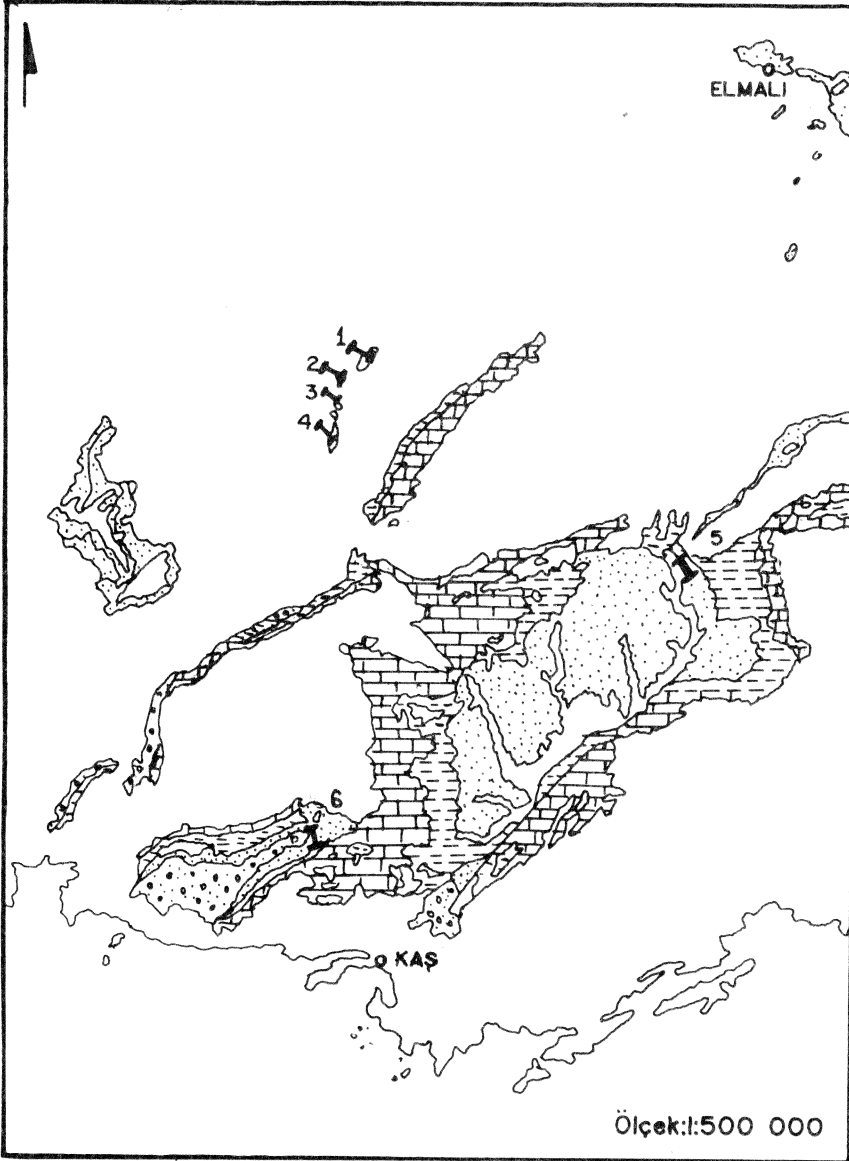


Şekil 1. İnceleme sahasının yeri ve çevresindeki yapısal birimler . 1- Pliyo - Kuvaterner, 2- Antalya Miyosen havzası, 3- Torbalı - Kemalpaşa post-tektonik molas havzası, 4- Tavas - Burdur post-tektonik molas havzası, 5- Ofiyolit napları, 6- Likya napları, 7- Beyşehir - Hoyran - Hadim napları, 8- Antalya napları, 9- Beydağları otoktonu, 10- Anamas - Akseki otoktonu, 11- Alanya napları, 12- Menderes Masifi, 13- Menderes Masifi kuzeyi metamorfik olmayan seri (Şenel ve Bölükbaşı, 1997'den alınmıştır).

incelenmiştir. Bunlardan, Poisson (1977), bölgede Akitanien'in karbonatlarla, Burdigaliyen'in fliş fasiyesiyle temsil olduğunu ve istifin muhtemelen Serravaliyen'de sona erdiğini belirtmiştir. Önalan (1979), bu çökelleri, üç üyeden oluşan Burdigaliyen yaşlı Sinekçi formasyonu ve Langiyen - Tortoniyen yaşlı Kasaba formasyonu olarak ayırmıştır. Hayward (1982 ve 1984), Kasaba havzasındaki tüm Miyosen çökellerinin kökenini ve fasiyes özelliklerini araştırmış; buna göre havzanın doğuda kalan kesiminin

Antalya Kompleksi'nin yerleşimine, batıda kalan kesiminin ise Likya Napları'nın ilerlemesine bağlı olarak geliştiğini; böylelikle havzaya gelen malzemenin kıyıda yelpaze deltalarını, havza içine doğru ise denizaltı yelpazelerini oluşturduğunu söylemiştir. Şenel ve diğ. (1989 ve 1994), bölgedeki Miyosen yaşlı formasyonları Beydağları Otoktonu ve Yeşilbarak Napı'nda (Ara Zon) ayrı ayrı incelemişler ve Uçarsu formasyonunu ayrı bir birim olarak önermişler; Kasaba ve Uçarsu Formasyonlarının her ikisinin de yaşını Üst Burdigaliyen - Alt Langiyen olarak kabul etmişlerdir. Tuzcu ve diğ. (1994) ise, Kasaba havzasındaki mercan resiflerinin Üst Burdigaliyen - Alt Langiyen yaşını verdiğini belirtmişlerdir.

Bu çalışmada, söz konusu formasyonlarda daha önce araştırılmamış olan mollusk faunası incelenmiş, fosilce zengin ve kesit alımına elverişli düzeyler seçilmiş ve Kasaba formasyonu'ndan 2, Uçarsu formasyonundan 4 adet olmak üzere toplam 6 adet ölçülü stratigrafi kesiti alınmıştır (Şekil 2).



Şekil 2. İnceleme sahasında bulunan Miyosen yaşlı birimler ve ÖSK yerleri. 1: Sıradona kesiti, 2: Uçarsu kesiti, 3: Akçasupınarı kesiti, 4: Bozgediktepe kesiti, 5: Ortabağ kesiti, 6: Boyacıpınarı kesiti.

2. STRATİGRAFİ

2.1. Beydağları Otoktonu

Beydağları Otoktonu Miyosen'inde en altta Akitaniyen yaşlı ve transgresif özellikli Karabayır formasyonu; üzerinde Burdigaliyen yaşlı ve yine transgresif özellikli, Gömüce, Kıbrısdere ve Çayboğazı üyelerinden oluşan Sinekçi formasyonu; bunun üzerinde regresif özellikli Kasaba formasyonu; en üstte

ise bezen uyumlu bazen de uyumsuz ilişkili olan, sığ şelfe uzanan yelpaze deltası önü - alüvyon yelpazesi ortamında çökelmiş, tane destekli konglomeralardan oluşmuş Felenkdağ konglomerası yer alır (Şenel ve diğ., 1994). Bunlardan Kasaba formasyonu zengin ve yaş verecek nitelikte mollusk faunasına sahip olduğu için seçilmiş ve çalışılmıştır; diğerleri mollusk içeriği bakımından fakir olup ele alınmamıştır.

2.1.1. Kasaba formasyonu

Kasaba formasyonu başlıca konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı gibi kırıntılı çökeller ve yer, yer biyohermler şeklinde küçük ölçekli resifal kireçtaşlarından meydana gelmiştir. Formasyon, Üst Kretase yaşlı Beydağları formasyonu, Akitaniyen yaşlı Karabayır formasyonu ve Sinekçi formasyonunun Alt Burdigaliyen yaşlı Gömüce ve Kıbrisdere üyeleri üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Sinekçi formasyonunun muhtemelen Üst Burdigaliyen yaşlı (Şenel ve diğ., 1989) Çayboğazı üyesi üzerinde ise uyumlu ilişkilidir. Yeşil renkli kilttaşlarından oluşan Çayboğazı üyesi, derin deniz ortamını gösterirken, Kasaba formasyonunda litolojinin çamurtaşından kumtaşına geçmesi, tektonik aktivitenin durduğu dönemlerde resiflerin gelişmiş olması ve en üstte istifin konglomeralarla son bulması formasyonun regresif karakterli olduğunu göstermektedir.

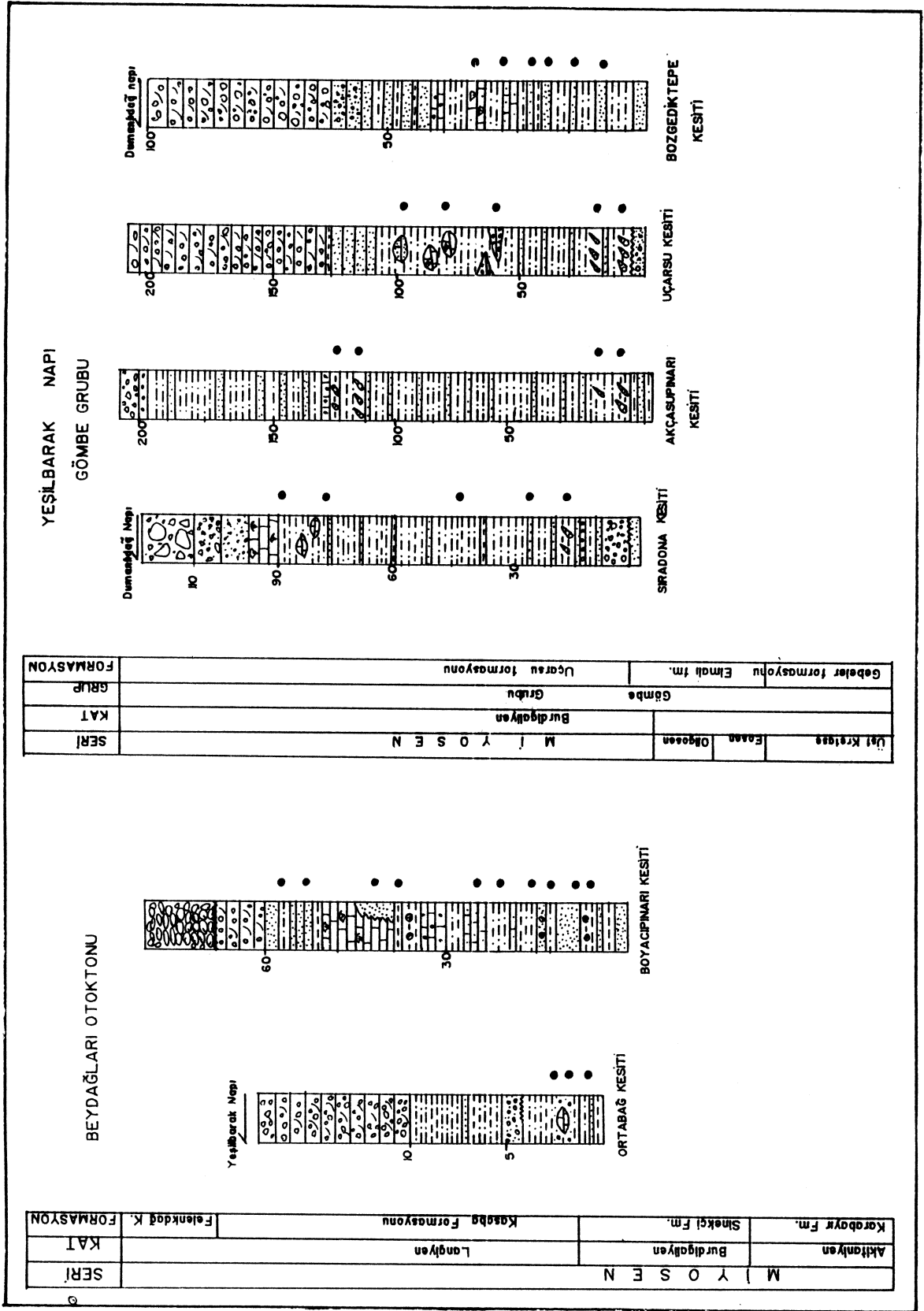
Kasaba formasyonu'ndan Boyacıpınarı ile Ortabağ kesitleri ölçülmüştür (Şekil 3). Kesitlerde toplam 49 adet tür belirlenmiştir. Türlerin yaş aralıklarını gösteren Çizelge 1 'den de görüleceği üzere, pelesipodlardan, *Pecten (Flabellipecten) besseri* Andrzejowski, *Divaricella ornata subornata* Hilber; gastropodlardan, *Pyrene (Macrurella) nassoides* (Grateloup), *Turritella (Turritella) communis subuliformis* Boettger, *Conus fuscocingulatus* Bronn, *Conus (Dendroconus) steindachneri* (Hoernes), *Conus mercati miocenica* Sacco, *Conus conoponderosus* (Sacco), *Conus (Chelyconus) enzesfeldensis* Hoernes ve Auinger, *Murex (Bolinus) subtorularius* Hoernes ve Auinger, *Conus (Chelyconus) rotundus* Hornes ve Auinger, *Gourmya (Theridium) europaeum* Mayer gibi ilk defa Orta Miyosen başında ortaya çıkan türler tespit edilmiştir. Bunlardan çoğu Tetis faunası olup, *Pecten (Flabellipecten) besseri* Andrzejowski, *Conus (Dendroconus) steindachneri* (Hoernes), *Divaricella ornata subornata* Hilber gibi türler Merkezi Paratetis'in denizel nitelikli Alt Badeniyen katına aittir. Ortamda Alt Badeniyen faunasına rastlanması Orta Miyosen başında gerçekleşen global ölçekli deniz düzeyi yükselimi sonucu Tetis ile Paratetis arasındaki faunal alışverişi ispatlamaktadır (Haq ve diğ., 1987; Rögl, 1998). Fauna topluluk zonu olarak değerlendirildiğinde, Kasaba formasyonunun yaşı Langiyen olarak belirlenmiştir (Çizelge 1).

2.2. Yeşilbarak Napı (Ara Zon)

Likya Napları ile Beydağları Otoktonu arasında kalan ve "Yeşilbarak napı (Ara Zon)" adı verilen allokton dilim, birbirinden farklı iki yapısal birim olan Gömbe Grubu ve Yavuz formasyonundan oluşmuştur (Şenel ve diğ., 1989 ve 1994). Miyosen yaşlı olan ve zengin mollusk faunasına sahip Uçarsu formasyonu bu yapısal birimlerden Gömbe grubunda ve en üstte yer almaktadır. Diğer formasyonlar daha yaşlı olup, araştırma konusu dışındadır.

2.2.1. Uçarsu Formasyonu

Kasaba formasyonu'na benzer olarak yeşilimsi gri renkli çamurtaşları ile kumtaşı ve konglomeraların hakim olduğu, buna karşılık yer yer küçük ölçekli ve merceksi geometrili alg - mercan resiflerinin görüldüğü Uçarsu formasyonu ilk defa Şenel ve diğ (1989) tarafından ayrı bir yapısal birim içerisinde görülmüş ve ayrı formasyon olarak kullanılması önerilmiştir. Bol mollusk faunasının görüldüğü Uçarsu formasyonu'ndan Bozgediktepe, Uçarsu, Akçasupınarı ve Sıradona kesitleri ölçülmüştür (Şekil 3). Kesitlerden de anlaşılacağı üzere, formasyon Elmalı formasyonu üzerinde Bozgediktepe ve Akçasupınarı'nda uyumlu, Uçarsu'da aşıl uyumsuz ve Sıradona'da uyumsuz ilişkilidir. Formasyonun ölçülen toplam kalınlığı 210 metredir. Kesitlerden derlenen örneklerde Uçarsu formasyonu'nun Kasaba'dan farklı faunaya sahip olduğu anlaşılmış ve 31 adet tür belirlenmiştir. Buna göre Uçarsu formasyonu, Burdigaliyen sonunda yok olmuş pelesipodlardan *Cardium (Acanthocardia) aculeatum* Hölzl, *Cardium (Acanthocardia) saucatsense* Mayer, *Pitar (Paradione) lilacinoides* (Schaffer); gastropodlardan *Turritella (Haustator) terebralis* Lamarck, *Turritella (Peyrotia) desmarestina* Basterot



Şekil 3. İnceleme sahasında ölçülen stratigrafi kesitleri ve mollusküti düzeyler (Ölçeksiz)

	MİYÖSEN										
	MERKEZİ PARATETİS	ALT				ORTA			ÜST		
		TETİS	Egerliyen	Eggenburgliyen	Oftnangliyen	Karpatliyen	Badenliyen	Sarmasliyen	Pannonliyen	Ponsliyen	Messiniyen
	Aktifiyen	Burdigaliyen	Langliyen	Serravaliyen	Tortonliyen	Messiniyen					
Nucula (N.) nucleus (Linne)											
Arca noae Linne											
Barbatia (B.) barbata (Linne)											
Anadara (A.) diluvii (Lamarck)											
Glycymeris pilosus deshayesi (Mayer)											
Glycymeris (G.) cor (Lamarck)											
Chlamys (C.) varia (Linne)											
Pecten (Flabellipecten) besseri (And.) *											
Pecten (F.) solarium Lamarck											
Lima (Lima) lima (Linne)											
Lucina (L.) orbicularis (Deshayes)											
Loripes dentatus DeFrance											
Divaricella ornata subornata Hilber *											
Chama gryphoides Linne											
Laevicardium (Discors) spodyloides (Hauer)											
Laevicardium (D.) spodyloides herculeum D.C.G.											
Venus (Ventriculoidea) multilamella (Lamarck)											
Callista chione Linne											
Callista (Callista) italica (DeFrance)											
Dosinia cf. exoleta Linne											
Turritella (H.) eryna turritiformis Voorthysen											
Turritella (H.) vermicularis Brocchi											
Turritella (H.) communis subuliformis Boettger											
Turritella (Turritella) turris Basterot											
Turritella (Zaria) spirata (Brocchi)											
Turritella (Archimediella) erronea Cossmann											
Protoma (P.) cathedralis paucicincta Sacco											
Gourmya (Theridium) europaeum (Mayer)											
Xenophora deshayesi (Michelotti)											
Strombus (Strombus) bonellii Brongniart											
Cypraea (Bernaya) fabagina Lamarck											
Natica tigrina Röding											
Ficus (Ficus) conditus (Brongniart)											
Murex (Bolinus) subtorularius Hoernes ve Auinger											
Pyrene (Macrurella) nassoides (Grateloup) *											
Galeodes cornutus (Agassiz)											
Latirus valenciennesi (Grateloup)											
Ancilla (Baryspira) glandiformis (Lamarck)											
Clavatula asperulata (Lamarck)											
Conus antiquus Lamarck											
Conus conoponderosus (Sacco)											
Conus fuscocingulatus Bronn											
Conus mercati miocenica Sacco											
Conus (Chelyconus) enzesfeldensis Hoernes ve Auinger											
Conus (Chelyconus) puschi Michelotti											
Conus (Chelyconus) rotundus Hoernes ve Auinger											
Conus (Dendroconus) steindachneri (Hoernes)											
Conus (Conolithus) dujardini Deshayes *											
Subula (Oxymeris) plicaria (Basterot)											

Çizelge 1. Kasaba formasyonu'nda bulunan pelesipod ve gastropodların Miyosen'deki stratigrafik yayılımları ve oluşturulan Topluluk zonu (* işaretli türler Merkezi Paratetis'in türleridir).

gibi tipik türleri içermektedir. Bu verilerin ışığı altında oluşturulan topluluk zonu ile Uçarsu formasyonunun yaşı Burdigaliyen olarak belirlenmiştir (Çizelge 2).

	M İ Y O S E N									
	MERKEZİ PARATETİS	A L T			ORTA			Ü S T		
		Egerliyen	Eggenburgliyen	Offinangliyen	Karpattliyen	Badenliyen	Sarmasiyen	Pannonliyen	Ponsliyen	
TETİS	Aktifiyen	Burdigaliyen	Langiyen	Serravaliyen	Tortonliyen	Messiniyen				
Anadara (Anadara) fichteli (Deshayes)										
Anadara (A.) diluvii (Lamarck)										
Glycymeris cf. latiradiata obovatooides *										
Glycymeris pilosus deshayesi (Mayer)										
Glycymeris (G.) cor (Lamarck)										
Cardium (Acanthocardia) praeaculeatum Hölzl *										
Cardium (Acanthocardia) saucatsense Mayer *										
Laevicardium (Discors) spondyloides (Hauer)										
Lutraria (Psammophila) oblonga (Chemnitz)										
Venus burdigalensis producta Schaffer										
Callista chione Linne										
Callista italica DeFrance										
Pitar (Paradione) lilacinoides (Schaffer) *										
Turritella (H.) eryna turriiformis Voorthysen										
Turritella (Turritella) terebralis Lamarck										
Turritella (T.) tricarinata communis Risso										
Turritella (T.) turris taurolaevis Sacco										
Turritella (Peyrotia) desmarestina Basterot										
Xenophora deshayesi (Michelotti)										
Cypraea (Bernaya) fabagina Lamarck										
Natica tigrina Röding										
Ficus (Ficus) conditus (Brongniart)										
Galeodes cornutus (Agassiz)										
Euthriofusus (E.) cf. burdigalensis										
Ancilla (Baryspira) glandiformis (Lamarck)										
Ancilla (Baryspira) obsoleta (Brocchi)										
Athleta ficulina Lamarck										
Athleta rarispina Lamarck										
Clavatula asperulata (Lamarck)										
Conus (Chelyconus) puschi Michelotti										
Conus (Conolithus) dujardini Deshayes										

Çizelge 2. Uçarsu formasyonu'nda bulunan pelesipod ve gastropodların Miyosen'deki stratigrafik yayılımları ve oluşturulan Topluluk Zonu (* işaretli türler Merkezi Paratetis'in türleridir).

3. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Şekil 3'de görüldüğü üzere Kasaba ve Uçarsu formasyonlarının her ikisi de benzer litolojik özellikte ve regresif karakterlidir. Uçarsu formasyonu'nun üzeri Dumanlıdağ napı (Likya naplarından), Kasaba formasyonu'nun üzeri ise, Yeşilbarak napına ait birimlerle örtülmüştür. Bölgenin sadece kuzeybatısında yüzlek veren Uçarsu formasyonu, güney ve güneydoğuda görülmemektedir. Buna karşılık bu bölgelerde Kasaba formasyonu iyi gelişmiştir (Şekil 2). Buna göre, Elmalı formasyonu üzerinde Burdigaliyen'de regresif olarak gelişen Uçarsu formasyonu bölgede etkin olan nap yerleşim tektoniğine bağlı olarak Burdigaliyen sonu - Langiyen başında Likya napları (Dumanlıdağ napı) tarafından örtülmüştür. Bu şekilde havzanın kapanmaya başlaması ve denizin güneydoğuya doğru çekilmesi sırasında Langiyen'de, yine regresif özellikli Kasaba formasyonu çökelmiştir. Daha sonra devam eden nap hareketleri ile Kasaba

formasyonu Uçarsu formasyonunun da dahil olduğu Yeşilbarak napı tarafından Langiyen sonunda tamamen örtülmüştür. Langiyen başında global ölçekte bir deniz düzeyi yükselimi sonucu (Haq ve diğ., 1987), Kasaba formasyonu'nun transgresif özellikli olması beklenirken regresif karakterli olması, Likya Napları'nın yerleşimine bağlı tektonik hareketliliğin oldukça etkili olması ve dolayısıyla da deniz seviyesinin alçalmasıyla ilgili olmalıdır. Çünkü, Orta Miyosen başında gerçekleşen Tetis - Paratetis arasındaki faunal alışveriş ve dolayısıyla ortaya çıkan zengin faunal bileşim burada da gözlemlenmektedir.

Sonuçta, birbirlerine litolojik olarak benzeyen, fakat faunal açıdan farklı olan Kasaba ve Uçarsu formasyonlarının senkron olmayıp, farklı zamanlarda birbiri ardısıra geliştikleri düşünülmektedir.

4. KATKI BELİRTME

Doktora tezinin bir bölümü olarak gerçekleştirilen bu çalışmada derlenen mollusk faunasına ait örnekler TÜBİTAK NATO A2 - 1998 / 2. Dönem burs programından yararlanılarak Macaristan ve Avusturya Doğa Tarihi Müzelerinde incelenmiştir. Yazarlar bu bağlamda, başta Tübitak yetkilileri olmak üzere müzelerindeki koleksiyon örneklerinden yararlanmamı sağlayan Macaristan'dan Dr. Margit BOHN-HAVAS ve Avusturya'dan Dr. Ortwin SCHULTZ' a; ayrıca arazi çalışmaları sırasında değerli bilgi ve tecrübeleriyle yardımcı olan MTA Jeo. Etüd. Dairesinden Dr. Mustafa ŞENEL'e ayrı ayrı teşekkür ederler.

5. KAYNAKLAR

- Haq, B.U., Hardenbol, J. ve Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 235, 1136-1167.
- Hayward, A.B., 1982, Türkiye'nin güneybatısındaki Beydağları ve Susuzdağ masiflerinde Miyosen yaşlı kırıntılı tortulların stratigrafisi, *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 25 (2), 81-89.
- Hayward, A.B., 1984, Miocene clastic sedimentation related to emplacement of the Lycian Nappes and Antalya Complex, SW Turkey in Geological evolution of the Eastern Mediterranean (Eds. Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F.), *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 17, 287-300.
- Önalın, M., 1979, Elmalı - Kaş (Antalya) arasındaki bölgenin jeolojisi. Doktora Tezi, İÜFF Monografileri, S:29, 131 s, İstanbul.
- Poisson, A., 1977, Recherces geologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): These de Docteur des Sciences, Universite de Paris-Sud, 795 s., Paris.
- Rögl, F., 1998, Paleogeographic considerations of Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene), *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 99 A, 279-310.
- Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z.K., Şeni M.A., Karaman, T., Dinçer, M.A., Durukan, E., Arbas, A., Örcen, S. ve Bilgi, C., 1989, Çameli (Denizli) - Yeşilova (Burdur) - Elmalı (Antalya) ve dolayının jeolojisi. MTA Der. RAp.No: 9429 (Yayımlanmamış).
- Şenel, M., Akdeniz, N., Öztürk, E.M., Özdemir, T., Kadıncık, G., Metin, Y., Öcal, H., Serdaroğlu, M., ve Örcen, S., 1994, Fethiye (Muğla) - Kalkan (Antalya) ve kuzeyinin jeolojisi. MTA Der. Rap.No: 9761 (Yayımlanmamış).
- Şenel, M. ve Bölükbaşı, A.S., 1997, 1 / 100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. No: 5, Antalya - M9 Paftası, MTA Jeoloji Etüd. Dairesi, Ankara.
- Tuzcu, S., Karabıyıköğlü, M. ve İslamoğlu, Y., 1994, Batı Toroslar Miyosen mercan resifleri: bileşimleri fasiyes özellikleri ve ortamsal konumları. 47. Tür. Jeo. Kurultayı Bildiri Özetleri, s.16.

MUT HAVZASI (ORTA TOROSLAR) KARBONAT ÇÖKELLERİNDE SAPTANAN MOLLUSK FAUNASININ PALEOEKOLOJİK VE PALEOORTAMSAL ÖZELLİKLERİ

PALAEOECOLOGICAL AND PALEOENVIRONMENTAL FEATURES OF MOLLUSCAN FAUNA DETERMINED IN THE MUT BASIN

Yeşim İSLAMOĞLU, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları D., Ankara
Eşref ATABEY, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları D., Ankara

ÖZET

Mut Havzasında, lagüner ortamı temsil eden kireçtaşı ve marnlarda mollusk faunasından toplam 41 tür saptanmıştır. Tüm mollusk faunasından günümüzde de yaşamlarını sürdüren türlerin yaşam şekli, beslenme tipi, tercih ettiği taban, yaşadıkları suyun derinliği, tuzluluğu, sıcaklığı gibi paleoekolojik ve ortamsal özellikleri incelenmiştir. Buna göre, ortamda normal denizel tuzlulukta yaşayan formlar çoğunluktadır. Bunların yanısıra daha düşük tuzlulukta yaşayabilen örihalin türler de mevcuttur. Tüm veriler değerlendirildiğinde, mollusk faunası sıcak (tropik - subtropik), çoğunlukla normal denizel (‰ 28 - 30), zaman zaman denizele yakın tuzluluğa (‰ 16.5 - 30) sahip, maksimum 25 m derinlikli, açık su dolaşımli resif gerisi lagüner ortamda gelişmiştir.

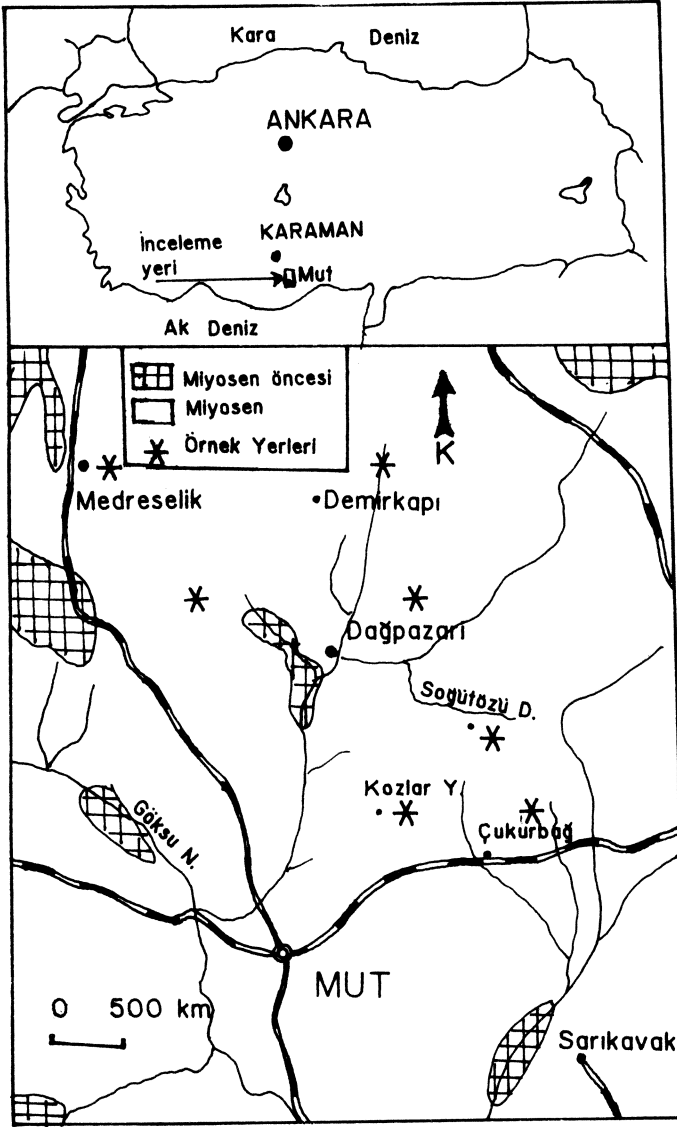
ABSTRACT

In the Mut Basin, totally 41 species from molluscan fauna within the limestone and marls indicating lagoonal environment have been determined. Paleocological and environmental features such as life habit, feeding type, preferred substrate, depth range, water depth, salinity and temperature of the whole fauna based on surviving species have been examined. According to this, the species living in normal marine salinity are dominant. Besides, a few euryhaline species which can live in lower salinity conditions are present. As a result of all datas, molluscan fauna was developed in the back - reef open shelf lagoonal environment being warm (tropic - subtropic), having mostly normal marine (‰ 28 - 30), time to time brachyaline salinity (‰ 16.5 - 30) and having maximum 25 m depth.

1. GİRİŞ

Çalışma alanı, Mut Miyosen havzasının Mut - Karaman arasında kalan bir bölümüdür (Şekil 1). Havzada, Üst Oligosen - Burdigaliyen yaşlı karasal kıvrıntılılar (Derinçay formasyonu ve Fakırca üyesi), üzerinde transgresif olarak Orta Üst Miyosen yaşlı sığ denizel karbonat ve pelajiklerden oluşan bir istif gelişmiştir. Bu istif içersindeki kireçtaşı düzeyleri Gedik ve diğ. (1979) tarafından Mut formasyonu, pelajik düzeyler ise Köselimli formasyonu olarak tanımlanmıştır. İnceleme konusunu oluşturan ve oldukça zengin ve iyi korunmuş örneklerden oluşan mollusk faunası, birbiri üzerine aşmalı olarak gelen sığ denizel karbonat

istifleri içerisinde (Mut formasyonu) yer almaktadır. Bu çalışma sırasında derlenen örneklerde pelesipod faunasından 30, gastropod faunasından 11 adet olmak üzere toplam 41 tür belirlenmiştir. Bunlardan bir çoğunun Erüenal - Erentöz (1958) tarafından Karaman, Adana ve Hatay havzalarında ayrıntılı olarak çalışılmış Orta - Üst Miyosen mollusk faunası ile Dulai'nin (1996) Merkezi Paratetis'teki Badeniyen (Orta Miyosen) faunasına uygun olduğu saptanmıştır.



Şekil 1. İnceleme alanı ve örnek yerlerini gösteren harita

Bu çalışmada faunanın sadece paleoekolojik ve ortamsal özelliklerine değinilmiş; tüm mollusk faunasından günümüzde de varlığı gözlenen türlerin yaşam şekli, beslenme alışkanlığı, tercih ettiği zemin, su derinliği, sıcaklığı ve tuzluluğu gibi faktörler arasından bilinenler ele alınmış ve Çizelge 1'de gösterilmiştir. Türlerin yaşam şekli, beslenme tipi, tercih ettiği zemin ve su derinliği gibi özellikler için Bernasconi ve Robba (1993); Dulai (1996); Clarkson (1986)'un verilerinden, ortam suyunun tuzluluğu için ise Nevekkaya (1963) 'dan yararlanılmıştır.

2. FAUNANIN PALEOEKOLOJİK VE PALEOORTAMSAL ÖZELLİKLERİ

2.1. Yaşam Şekli

Havzadaki faunadan pelesipodlar çeşitli yaşam şekillerine sahiptirler (Çizelge 1):

TÜRLER	Yaşam Şekli	Beslenme Tipi	Tercih ettiği taban	Derinlik	Tuzluluk(%0)
Anadara (A.) diluvii	semi-inf., fl.	süspansiyon	kumlu	infra-sirka.	30
Anadara (A.) turoniensis	semi-inf., fl.	süspansiyon	kumlu	infra-sirka.	30
Glycymeris (G.) pilosa deshayesi	infauna, fl.	süspansiyon	kumlu	infralitoral	30
Glycymeris bimaculata (Poli)	infauna, fl.	süspansiyon	kumlu	infra-sirka.	30
Lithophaga lithophaga	boring		resifal sert zemin		
Pinna sp.	semi-inf., att.	süspansiyon			
Amusium cristatum badense	epifauna, v.	süspansiyon	çamurlu	infra-sirka.	
Chlamys rakosense	epifauna, att.	süspansiyon			
Pecten latissima nodosiformis	epifauna, v.	süspansiyon			
Pecten fuchsi striatus	epifauna, v.	süspansiyon	kumlu	infralitoral	28-30
Spondylus crassicosta persquamosa	epifauna, cem.	süspansiyon	resifal sert zemin		30
Anomia (A.) ephippium	epifauna, att.	süspansiyon	sert zemin	infra-sirka.	28-30
Cubitostrea digitalina	epifauna, cem.	süspansiyon	sert zemin	infralitoral	
Ostrea edulis pseudocochlear	epifauna, cem.	süspansiyon	sert zemin	infralitoral	13-14
Ostrea lamellosa boblayei	epifauna, cem.	süspansiyon	sert zemin	infralitoral	
Crassostrea gryphoides	epifauna, cem.	süspansiyon	sert zemin	infralitoral	16-28
Pynodonte germanitala	epifauna, cem.		sert zemin	infralitoral	30
Linga (Linga) columbella	infauna, v.	süspansiyon	çamurlu		
Megacardita jounnati	infauna, v.	süspansiyon	kumlu	infralitoral	28-30
Cardium (Bucardium) hians	infauna, v.	süspansiyon	kumlu	infralitoral	
Laevicardium spodyloides herculeum	infauna, v.	süspansiyon	karişik		
Lutraria (Psammophila) oblonga	infauna, v.	süspansiyon	kumlu	infralitoral	
Gastrana fragilis	infauna, v.	detritik	kumlu	infralitoral	13-14
Venus (Ventricoloidea) multilamella	infauna, v.	süspansiyon	çamurlu	infra-sirka.	28-30
Venus (V.) cf. burdigalensis	infauna, v.	süspansiyon			28-30
Callista chione	infauna, v.	süspansiyon	kumlu	infra-sirka.	
Callista italica	infauna, v.	süspansiyon	kumlu	infralitoral	
Pelecypora (Cordiopsis) islandicoides	infauna, v.	süspansiyon	çamurlu	infra-sirka.	16-30
Dosinia lupinus	infauna, v.	süspansiyon	kumlu	infralitoral	28-30
Panopea menardi	infauna, v.	süspansiyon	kumlu	infralitoral	
Turritella (T.) turris capriciosa	semi-inf., v.	süspansiyon	kumlu	infralitoral	28-30
Turritella (A.) bicarinata	semi-inf., v.	süspansiyon			28-30
Xenophora deshayesi					28-30
Cypraea (B.) fabagina					30
Natica tigrina	infauna, v.	karnivor	çamurlu	infra-bat.	28-30
Ficus (F.) conditus	infauna, v.	karnivor	çamurlu	infra-sirka.	
Clavatula (C.) calcarata francisci	infauna, v.	karnivor			28-30
Fusus anatolicus					28-30
Athleta ficulina					30
Conus (L.) antiquus	epifauna, v.	karnivor	kumlu	infralitoral	30
Conus mercati	epifauna, v.	karnivor		infralitoral	30

Çizelge 1. Mut havzası Orta - Üst Miyosen yaşlı birimlerde bulunan mollusk faunasının paleoekolojik özellikleri.

semi-inf. (semi-infauna): Tortul içerisinde kısmen gömülü olanlar, **inf.(İnfauna):** Tamamen tortulun içerisinde yaşayanlar, **epifauna:** Tortulun dışında yaşayanlar, **att.(Attached):** Bisüs salgısı ile zemine tutunanlar, **fl. (free-lying):** Serbest uzananlar, **v. (vagile):** Hareketli olanlar, **cem. (cemented):** Kavkalarıyla kendilerini çimentolayanlar, **boring:** Açtıkları delik - oyuklarda yaşayanlar.

- Tortullar içersinde tamamen gömülü ve hareketli olanlar (vagile infauna): *Linga*, *Megacardita*, *Cardium*, *Laevicardium*, *Lutraria*, *Gastrana*, *Venus*, *Callista*, *Pelecypora*, *Dosinia*, *Panopea*.
- Tortul içersinde kısmen gömülü ve serbest olanlar (semi-infauna, free-lying): *Anadara*.
- Tortul içersinde tamamen gömülü ve serbest olanlar (infauna, free-lying): *Glycymeris*.
- Tortul içersinde kısmen gömülü ve bisüs ile tutunarak yaşayanlar (semi-infauna, attached): *Pinna*.
- Sert zemini delen ve bu oyukta yaşayanlar (boring): *Lithophaga*.
- Tortulun dışında hareketli olarak yaşayanlar (epifauna, vagile): *Amissium*, *Pecten*.
- Tortulun dışında bisüs ile tutunarak yaşayanlar (epifauna, attached): *Anomia*, *Chlamys*.
- Tortulun dışında sert bir zemine kendilerini kavkılılarıyla çimentolayarak yaşayanlar (epifauna, cemented): *Ostrea*, *Cubitostrea*, *Crassostrea*, *Spondylus*, *Pycnodonte*.

Gastropodlar ise, daha hareketli (vagile) canlılar olup, çoğunlukla tortulun dışında (epifauna) veya yarı tortul içersinde (semi-infauna) yaşarlar .

2.2. Beslenme Tipi

Oksijence zengin deniz suyu organik maddeleri hızla çürütür ve ortamı organik maddece zengin bir hale getirir (Hoffmann ve diğ., 1978). Süspansiyon yiyici hayvanlar sifonları yardımıyla sudaki planktonları ve organik maddeleri alarak beslenirler. Detritik yiyiciler ise tabandaki organizmaları ve organik maddeleri yerler (Hoffmann ve diğ., 1978). Havzadaki faunanın çoğu süspansiyon yiyicilerden oluşması ve detritik yiyicilerin ise az sayıda olması tabanın organik maddelerce fakir olduğunu gösterir (Çizelge 1).

2.3. Tercih Ettiği Taban

İncelenen faunanın büyük bir çoğunluğunun kumlu veya karışık zeminleri tercih ettiği görülmektedir (Çizelge 1). Bunların yanısıra sert kireçtaşını tercih eden türler de mevcuttur.

2.4. Yaşadığı Su Derinliği

Yaşadığı su derinliği bilinen türler genel olarak infralitoral (1-50 m) ortamı temsil eder. Bernasconi ve Robba (1993) İtalya'da Miyosen çökellerinde 7 adet mollusk topluluğu oluşturmuşlar; her fosil topluluğunun Akdeniz'deki güncellerinden elde edilen batimetrik değerlere dayalı olarak belli bir derinliği temsil ettiğini ve zaman içersinde deniz düzeyindeki değişimleri gösterdiğini ortaya koymuşlardır. Bu çalışmadan faydalanılarak Mut Havzası türleri ile, aynı türlerden oluşan toplulukların göstermiş olduğu derinlik verileri ortaya çıkarılmıştır. Aşağıda örnek derlenen her mevkinin mollusk topluluğu liste olarak verilmiştir:

Kozlar Yaylası - Gedik Sırtı

- Ostrea lamellosa* Brocchi
- Ostrea lamellosa boblayei* (Deshayes)
- Cubitostrea digitalina* Dubois
- Pycnodonte germanitala* (De Gregorio)
- Lithophaga lithophaga* Linné
- Venus (Ventricola) cf. burdigalensis* Mayer
- Cypraea (Bernaya) fabagina* Lamarck
- Gastrana fragilis* (Linné)
- Callista chione* Linné
- Codakia leonina* (Basterot)

Sögütözü Dere - Eyre Dağı

- Laevicardium spondyloides herculeum* D.C.G.
- Glycymeris (Glycymeris) pilosa deshayesi* (Mayer)
- Glycymeris bimaculata* (Poli)
- Cardium (Bucardium) hians* Brocchi

Xenophora deshayesi (Michelotti)
Lutraria (Psammophila) oblonga (Chemnitz)
Callista italica (Defrance)
Panopea menardi (Deshayes)
Pelecypora (Cordiopsis) islandicoides (Lamarck)

Demirkapı Köyü kuzeyi

Callista chione Linné
Lutraria (Psammophila) oblonga (Chemnitz)
Amusium cristatum badense (Fontannes)
Pelecypora (Cordiopsis) islandicoides (Lamarck)
Linga (Linga) columbella (Lamarck)
Cardium (Bucardium) hians Brocchi
Natica tigrina Röding
Ficus (Ficus) conditus (Brongniart)
Glycymeris (Glycymeris) pilosa deshayesi (Mayer)
Megacardita jounneti dertavicula Sacco
Xenophora deshayesi (Michelotti)
Conus (Lithoconus) antiquus Lamarck
Turritella (Turritella) turris capriciosa Erentöz

Medreselik Köyü kuzeydoğusu

Anadara (Anadara) turoniensis (Dujardin)
Anadara (Anadara) diluvii (Lamarck)
Chlamys rakosense Csepregy - Meznerics
Pecten latissima nodosiformis De Serres
Pecten fuschi striacus (Hilber)
Anomia ephippium Linné
Dosinia lupinus (Linné)
Pelecypora (Cordiopsis) islandicoides (Lamarck)
Pinna sp.
Ostrea edulis pseudocochlear Sacco
Ostrea lamellosa Brocchi
Crassostrea gryphoides (Schlotheim)
Cubitostrea digitalina (Eichwald)
Pycnodonte germanitala (De Gregorio)
Spondylus crassicosta persquamosa Sacco
Venus (Antigona) miocenicum Michelotti
Venus (Ventricoloidea) multilamella (Lamarck)
Turritella (Turritella) turris capriciosa Erentöz
Turritella (Archimediella) bicarinata Eichwald
Fusus anatolicus Toula
Clavatula (Clavatula) calcarata francisci Toula
Athleta ficulina Lamarck
Natica tigrina Röding
Conus (Lithoconus) antiquus Lamarck
Conus mercati Brocchi

Çukurbağ Köyü doğusu

Xenophora deshayesi (Michelotti)
Natica tigrina Röding
Athleta ficulina Lamarck

Buna göre, yukarıdaki türlerden büyük bir kısmı Bernasconi ve Robba 'nın (1993) çalışmasında da mevcuttur ve yaklaşık derinlik değerleri verilmiştir. Böylece, Mut - Kozlar yaylasındaki türler en fazla

m.	ÖR.	LİTOFASİYESLER	MOLLUSK FAUNASI
280		Orta-kalın tabakalı ve masif kireçtaşı RESİF, R.ÖNÜ	
		Killi kireçtaşı marn ardalanması HAVZA	
45	•	İnce-orta tabakalı kireçtaşı	<i>Lithophaga lithophaga</i>
	•	Mercanlı-algü kireçtaşı	<i>Cypraea (Bernaya) fabagina</i>
15	•	kiltası	<i>Gastrana fragilis</i>
8	•	killi kireçtaşı	<i>Pycnodonte germanitala</i>
	•		<i>Cubitostrea digitalina</i>
		Karasal kırıntılılar	<i>Ostrea lamellosa</i>

Şekil 3. Söğütözü dere-Küçük Eyre dağı mollusk düzeylerini gösteren dikme kesit.

fuchsi striacus (Hilber), *Pycnodonte germanitala* (De Gregorio), *Ostrea lamellosa* Brocchi, *Dosinia lupinus* (Linné), *Natica millepunctata* Lamarck, *Turritella (Turritella) turris capriciosa* Erünal - Erentöz, *Clavatula (Clavatula) calcarata francisci* Toulou, *Fusus anotolicus* Toulou, *Cypraea (Bernaya) fabagina* Lamarck, *Athleta ficulina* Lamarck, *Conus mercati* Brocchi, *Conus (Lithoconus) antiquus* Lamarck, *Anomia ephippium* Linné gibi tipik normal denizel tuzlulukta (% 28-30) yaşayan stenohalin formlar mevcuttur (Hopkins, 1957; Neveşkaya, 1963; Clarkson, 1986; Sayar, 1991). Buna karşılık *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim), *Pelecypora (Cordiopsis) islandicoides* (Lamarck), *Gastrana fragilis* (Linné), *Ostrea edulis pseudocochlear* Sacco brakhialin (deniz suyuna yakın = % 16.5 - 30) ortamda yaşayan birkaç tür de bulunmuştur (Hopkins, 1957; Neveşkaya, 1963). Buradan havzada resif gerisi lagüner ortamın su dolaşımına bağlı olarak, tuzluluğunun zaman zaman alçalıp yükseldiği; fakat çoğunlukla normal denizel tuzluluğa sahip olduğu yorumu yapılabilir.

2.6. Sıcaklık

Çalışma sahasında *Cypraea (Bernaya) fabagina* Lamarck ve *Athleta ficulina* Lamarck tropik iklimlerde yaşayan türlerin görülmesi ortamın oldukça sıcak olduğunun bir göstergesidir (Sayar, 1991). Bununla beraber *Ostrea*, *Gastrana*, *Cardium* gibi türler daha düşük sıcaklıklarda da (subtropik iklim) yaşayabilirler. Bu nedenle ortam sıcaklığı için tropik - subtropik demek daha uygun olacaktır.

m.	ÖR.	LİTOFASİYESLER	MOLLUSK FAUNASI
		Kalın tabakalı ve masif kireçtaşı	RESİF, R. ÖNÜ
		Pelajik kireçtaşı, marn	HAVZA
150		Killi kireçtaşı	
		Mercanlı-algü kireçtaşı	
115		Kalkarenit	
75		Algü kireçtaşı	N
			Ü
		Kiltası	G
			A
40		Kalkarenit	L
10		Kiltası	
		Ostreallı kireçtaşı	
		Karasal kırıntılılar	

Şekil 2. Kozlar yaylası mollusk düzeyini gösteren dikme kesit

1-10 m (Şekil 2; O31 - d1 paftası, X: 64 800 Y: 45 500), Çukurbağ köyü güneyi'ndekiler 10 - 12 m (O31 - d1 paftası, X: 61 000 Y: 55 500) ve Söğütözü dere - Eyre dağı arası (Şekil 3; O30 - a4 paftası, X: 71 800 Y: 52 000), Demirkapı köyü kuzeyi (O30 - b2 paftası, X: 95 000 Y: 40 300), Medreselik köyü'ndekiler ise (O30 - b1 paftası, X: 89 800, Y: 25 750) 20 - 25 m su derinliğini gösterdiği yorumu yapılmıştır. Su seviyesi zaman zaman 10 metreye kadar düşmüş olan, su dolaşımıyla maksimum 25 metre derinliğe ulaşan lagüner ortam sözkonusudur.

2.5. Ortamın Tuzluluğu

Ortamda *Anadara turoniensis* (Dujardin), *Anadara (Anadara) diluvii* (Lamarck), *Glycymeris pilosa deshayesi* (Mayer), *Glycymeris bimaculata* (Poli), *Pecten latissima nodosiformis* De Serres, *Pecten*

3. SONUÇLAR:

Tamamen kıyı ortamını gösteren *Ostrea lamellosa boblayei* (Deshayes), *Ostrea edulis pseudocochlear* Sacco, *Cubitostrea digitalina* Dubois, *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim), *Pycnodonte germanitala* (De Gregorio) *Ostrea* yığılımları şeklinde kuşaklar oluşturmakta ve istifin en altında yer almaktadır. Bu kuşaklar eski kıyı çizgilerini belirlemede başarılı olarak kullanılır (Clarkson, 1986). Ortamda bulunan *Lithophaga lithophaga* Linné ve *Spondylus crassicosta persquamosa* Sacco resiflerde yaşayan organizmalardır ve resifal ortama işaret ederler. Tüm veriler değerlendirildiğinde, mollusk faunasının sıcak (tropik - subtropik), çoğunlukla normal denizel (% 0 28 - 30), zaman zaman ise denizele yakın tuzluluğa sahip (% 0 16.5 - 30), maximum 25 derinlikli, açık su dolaşımli resif gerisi lagüner ortamda geliştiği ortaya çıkmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma MTA Jeoloji Etüdları Dairesinin " Orta Toroslarda Miyosen Sekans Stratigrafisi Projesi " kapsamında gerçekleştirilmiştir. Bu bağlamda yazarlar, projenin gerçekleşmesini sağlayan MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdları Daire Başkanlığı'na ve proje başkanı Dr. Eşref Atabey'e teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Bernasconi, M.P. and Robba, E., 1993, Molluscan paleoecology and sedimentological features: an integrated approach from the Miocene Meduna section, northern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 100, 267-290.
- Clarkson, E.N.K., 1986, *Invertebrate palaeontology and evolution*, University of Edinburgh, second edition, London, 382 p.
- Dulai, A., 1996, Taxonomic composition and palaeoecological features of the Early Badenian (Middle Miocene) bivalve fauna of Szob (Börzsöny Mts, Hungary). *Ann. Hist - Natur. Mus. Nation. Hungarici*, 88, 31-56.
- Erünel-Erentöz, L., 1958, *Mollusques du Neogene des Bassins de Karaman, Adana et Hatay (Turquie)*, Premiere Docteur these, a la faculte des Sciences de l'Universite de Paris, MTA Yayınları, Serie A, NO: 2811, ANKARA, 232 p.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut - Ermenek - Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, s:1, 7-26.
- Hoffmann, A., Pisera, A. and Studencki, W., 1978, Reconstruction of a Miocene kelp - associated macrobenthic ecosystem. *Acta Geol. Polonica*, 28 (3), 377-387.
- Hopkins, S.H., 1957, Oysters in *Treatise on Marine Ecology and Palaeoecology*. Ed: Hedgpeth, J.W., Geol. Soc. America, 67/1, 1129 - 1134.
- Neveşkaya, L.A., 1963, Bestimmungstabelle zweiklappiger mollusken mariner Quartarsedimente des schwarzmeerbeckens. Herausgeber Akademie der Wissenschaften SSSR, Moscow, 211 p. Sayar, S., 1991, Paleontoloji, Omurgasız Fosiller. İst. Tek. Üniv. Kütüp., Sayı: 1435, İstanbul, 672 s.

TÜRKİYE MAASTRİHTİYEN'İNDE ORBİTOİDAL FORAMİNİFERLERDE GÖZLENEN OLAĞAN OLMAYAN VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

UNUSUAL DATA REVIEW OF ORBITOIDAL FORAMINIFERA IN THE MAASTRICHTIAN OF TURKEY

Muhittin GÖRMÜŞ, Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Müh. Böl.
32260 Çümür-Isparta

Engin Meriç, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Müh. Böl. 34850
Avcılar-İstanbul

ÖZ

Türkiye Maastrichtiyen'inde orbitoidal foraminiferler, değişik, olağan olmayan oluşumlar gösterir. Bunlar, üreme döngüsü, embriyon içerisinde lateral loca büyümeleri, teratolojik fertler (polivalans), kavki içerisindeki mikroizler, ekvatorial loca büyümeleri ve konik şekillilik içeren bireylerdir. Değinilen özellikler, orbitoidal foraminiferlerin yaşam döngüsü, sistematığı (biyolojik özellikler), paleoekolojik koşullar ve fosilleşme evreleri ile ilişkilidir. Bu çalışmada, şizogonik üremeyi destekleyen örnekler Hekimhan (KB Malatya) ve Darende (B Malatya); mikroiz aktivite ve ekvatorial loca büyüme örnekleri Hekimhan, Darende ve Osmaneli (Bilecik), polivalans ve konik birey örnekleri de Hekimhan yörelerinden sunulmuştur. Embriyon içerisindeki lateral loca büyümelerinin, ekvatorial localardaki büyüme halkalarının cinsin genetik özellikleri ile ilişkili olabileceği; mikroizlerin, fosilleşme sırasında bir başka mikroorganizmalardan - hermit ve parazit tip- kaynaklanabileceği (örneğin *Talpinella conicularia* Baumfalk, Fortuin ve Mok) ortaya konmuştur. Ayrıca, konik form şekilliliğinin yine ortamsal faktörlerle (akıntı ve zemin tipi gibi) bağlantılı olduğu da tartışılmıştır ve farklı ekvatorial loca büyümelerine sahip bireyler *Orbitoides gruenbachensis* Papp olarak benimsenmiştir.

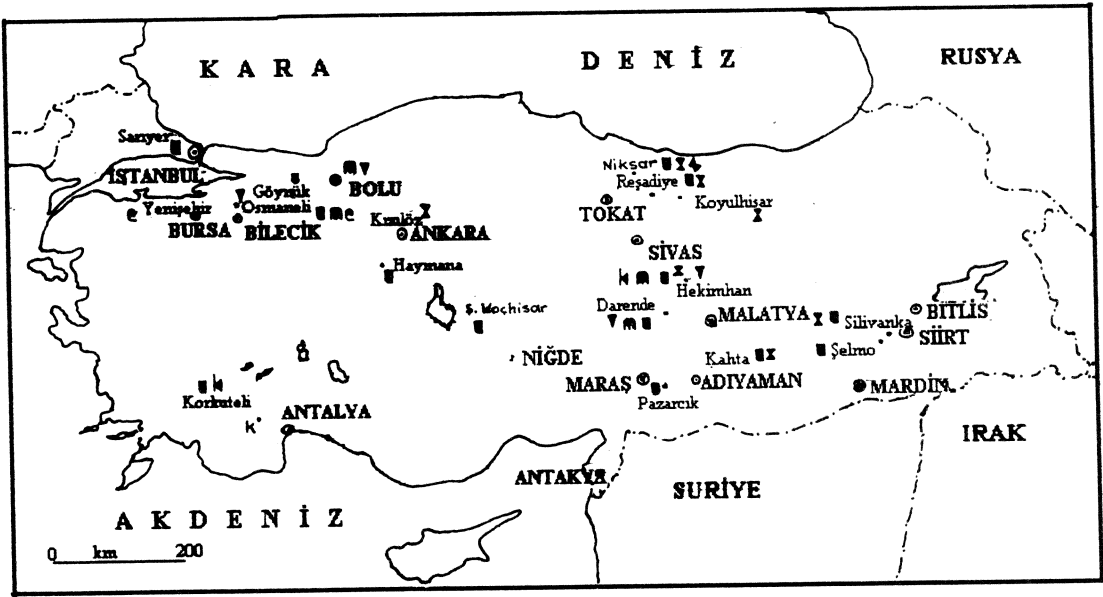
ABSTRACT

Maastrichtian orbitoidal foraminifera of Turkey show a variety of unusual occurrences. They include remarkable specimens of their reproductive life cycle, lateral chamberlets growing within the embryo, teratological individuals (polyvalence), microtraces-microboring activity within tests, equatorial chamberlets growing and conic forms. The mentioned features demonstrate the Maastrichtian orbitoidal foraminifera systematics, biological life cycle- reproduction (biological features), paleoecological conditions and fossilization. The supporting data of schizogonic reproduction from the Hekimhan (NW Malatya) and Darende (W Malatya-E Turkey); the specimens of microboring activity and equatorial chamberlets growing from Hekimhan, Darende and Osmaneli (Bilecik-NW Turkey) and the individuals of conic forms and polyvalence from Hekimhan are presented. Lateral chamberlets growing and equatorial chamberlets growing are thought to be associated with their genetic features. Microboring activity is the result of their fossilization, life relationship between the other microorganisms (hermit and parasite types) (such as *Talpinella conicularia* Baumfalk, Fortuin and Mok). Conic forms are thought to be related to sedimentological characteristics of paleoenvironment such as the currents. Equatorial chamberlets growing is accepted as the main distinguished feature of *Orbitoides gruenbachensis* Papp.

1. GİRİŞ

Orbitoidal foraminiferler ile ilgili ilk bulgu Gemlik-İstanbul Seç Köyü'nden verilmiştir (Erk, 1942). Ayrıntılı araştırmalar Meriç (1965) tarafından GD Türkiye'de Kahta-Adıyaman yöresinde gerçekleştirilmiştir. Araştırmacı, Türkiye'de İstanbul, Bursa, Bilecik, Haymana, Tokat, Antalya, Adıyaman ve Siirt yörelerinden derlediği örneklerde çoğunlukla orbitoidal foraminiferlerin sistematığı ile Türkiye'de en güzel örnekleri ile karşılaşılan ve olağan olmayan üreme verileri üzerinde çalışmıştır (Meriç, 1966a-b, 1970, 1971, 1975, 1976). Son yıllarda ise, Hekimhan, Darende, Pazarcık, Osmaneli ve Adıyaman yörelerinden derlenen örnekler üzerinde *Orbitoides* cinsinin embriyon parametreleri ile ilgili biyometrik ölçümleri konu edinen araştırmalar yoğunluk kazanmıştır (Görmüş, 1992, 1997; Görmüş ve diğerleri, 1994, Özcan ve Altuner, 1997). Hekimhan, Darende, Osmaneli ve K Bolu örneklerinde, *Orbitoides* kavkılarında rastlanılan mikroizleri (Görmüş, 1997; Görmüş, 1996-1997, Görmüş ve Sagular, 1998), Tokat örneklerinde *Simplorbites* cinsinin embriyonunda görülen lateral loca büyümelerini (İnan ve diğerleri, 1996, 1999) ve Antalya yöresinden *Orbitoides* cinsindeki konik şekilliliği (İnan ve Meriç, 1997) konu edinen çalışmalar da bulunmaktadır.

Bu çalışmanın amacı, olağan olmayan bu verilerin sentezini yapmak ve Türkiye'nin değişik yörelerinden derlenen yeni örnekler ile familyanın sistematik, fosilleşme ve biyolojik öyküsüne katkıda bulunabilecek yorumlar getirmektir. Bu amaç doğrultusunda; Türkiye'de gerçekleştirilen ve orbitoidal foraminiferlerde olağan olmayan görünümüleri içeren araştırma bulguları değerlendirilmiş (Şekil 1), ilk kez rastlanılan birey örnekleri yeni gözlemlerle sunulmuş ve Türkiye'den elde edilen bu veriler, yurt dışı örnekleriyle de karşılaştırılmıştır.



Şekil 1. Olağan olmayan veriler içeren orbitoidal foraminiferlerin Türkiye'deki dağılımları. ■ üreme, ▲ embriyon içerisinde lateral loca büyümesi, x teratolojik bireyler, ● mikroiz, • ekvatorial loca büyüme halkaları, ● konik bireyler. ▼ bu çalışma ile sunulan stratigrafik kesit ve örnek yerleri.

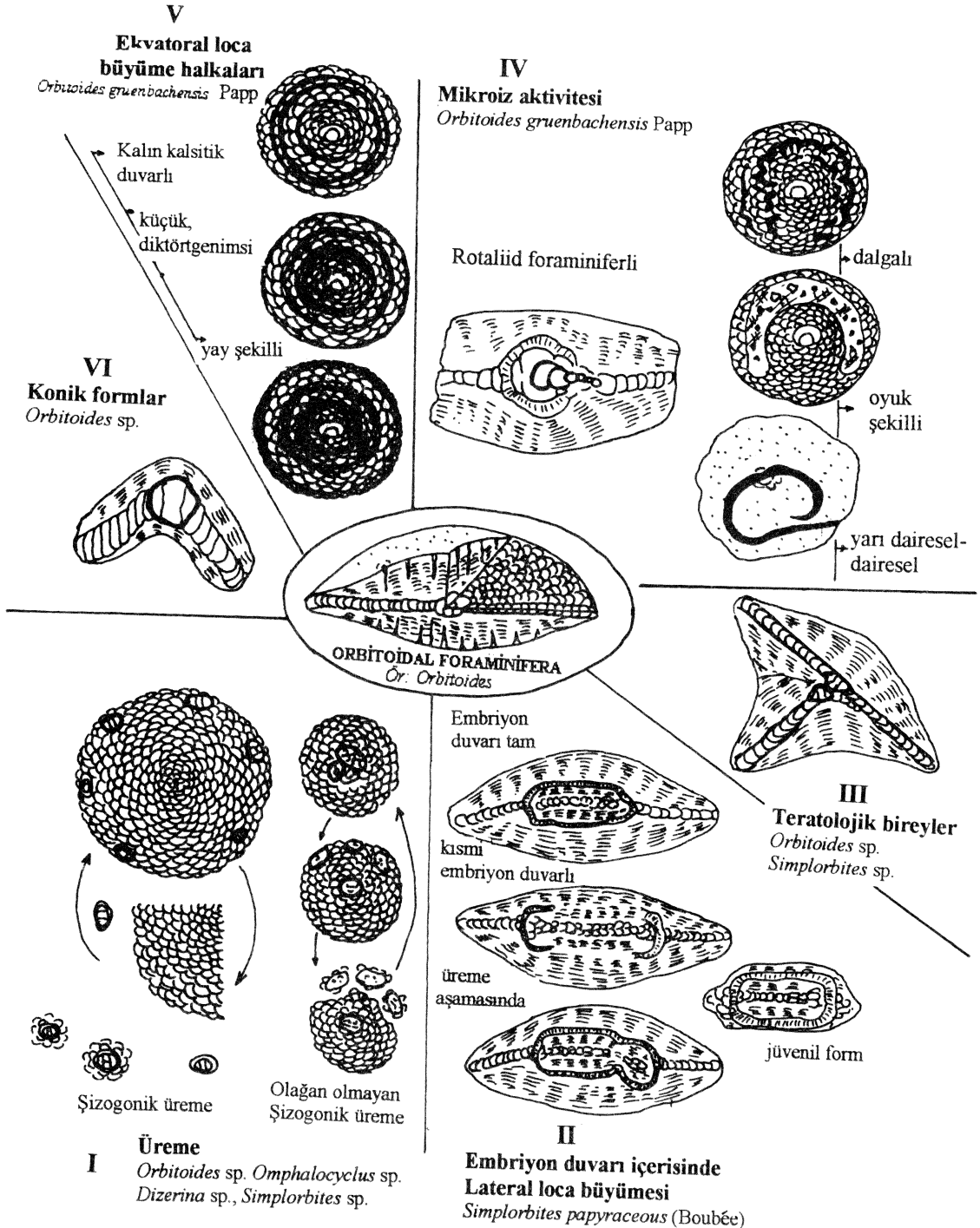
2. ORBİTOİDAL FORAMİNİFERLERDE OLAĞAN OLMAYAN VERİLER

Maastrichtiyen yaşlı orbitoidal foraminiferler olağan olmayan biyolojik oluşumlar sunarlar. Bunlar; 1) üreme, 2) embriyon içerisinde lateral loca büyümesi, 3) teratolojik bireyler, 4) mikroiz aktivite, 5) değişik ekvatorial loca büyümeleri ve 6) konik şekillilik'tir (Şekil 2).

Üreme: Türkiye'de *Orbitoides*, *Omphalocyclus*, *Simplorbites* ve *Dizerina* cinslerinde rastlanılan üreme örnekleri, Meriç (1970) tarafından tanımlanan şizogonik ve olağan olmayan şizogonik üreme örnekleridir. Olağan olmayan şizogonik üreme Gorsel (1978) tarafından kritik edilmesine karşın Eggink ve Baumfalk (1983) tarafından bu tip üremenin varlığı *Orbitoides gensacicus* (Boubée) türünde ortaya konmuştur. Türkiye'deki üreme örneklerinin değerlendirmesi aşağıdaki gibidir:

Şizogonik üreme: Bu tip üremeye ait örnekler, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Orbitoides gruenbachensis* Papp, *Orbitoides apiculatus* Schlumberger ve *Dizerina anatolica* Meriç cins ve türlerinde kavkı

kenarlarında embriyonlar içeren mikrosferik bireylerde Çörtinek-Kahta-Adıyaman, Karadut-Kahta-Adıyaman, Korkuteli-Antalya, Osmaneli-Bilecik, Uyüköy-Bursa, Egerce-Yenişehir-Bursa, Karapınar Yaylası-Şereflikoçhisar-Ankara ve Koyulhisar-Sivas yörelerinden tanımlanmıştır (Meriç, 1964, 1966a-b, 1970, 1976, Neumann ve Poisson, 1970, Meriç ve Görmüş, 1997, Meriç ve diğerleri, 1997, Şekil 1). Bu çalışmada, şizogonik üreme döngüsünü işaret eden birkaç yeni örnek Bozçalı-Hekimhan-Malatya ve Darende-Malatya yörelerinden verilmiştir. Bu mikrosferik (?) bireyler, kavkı kenarlarında fosilleşmiş çok sayıda embriyon içermekte olup, embriyonların dışarıya atıldığı ve ekvatorial locaların çözülmeye başladığı evreyi göstermektedir. Bireyler yaklaşık eş boyutlu ve genelde üç localı embriyonlara sahiptirler. Gerek bu çalışmada sunulan yeni örnekler ve gerekse de Neumann ve Poisson (1970) tarafından verilen örneklerin mikrosferik mi yoksa makrosferik bireyler mi oldukları açık değildir. Buna karşın, şimdiye kadar verilen bu tip üreme örneklerinde çok sayıda embriyonun kavkı kenarında gözlenmiş olması bunların mikrosferik bireyler olabileceğini düşündürmektedir.



Şekil 2. Orbitoidal foraminiferlerde olağan olmayan verilerin şematize edilmiş görünüşleri.

Olağan olmayan şizogonik üreme: *Orbitoides medius* (d'Archiac) ve *Orbitoides megaliformis* Papp ve Küpper örnekleri, Çörtinek-Kahta-Adıyaman, Horik-Kahta-Adıyaman, Terbüzek-Besni-Adıyaman, Karahançeşme-Darende-Malatya, Hasanlıkaya-Hekimhan-Malatya, Sarıyer-İstanbul yörelerinden (Meriç, 1964, 1966a-b, 1976, Meriç ve Görmüş, 1997); *Orbitoides gruenbachensis* Papp ve *Orbitoides apiculatus* Schlumberger örnekleri, Haymana-Ankara, Taşlıca-Reşadiye-Tokat, Göynük-Bolu, Uyuköy-Bilecik, Osmaneli-Bilecik, Egerce-Yenişehir-Bursa, Kızılsırtı-Hekimhan-Malatya, Asmayaylası-Şereflikoçhisar, Korkuteli-Antalya yörelerinden (Meriç, 1970, 1971, 1976, Meriç ve Görmüş, 1997); *Omphalocyclus macroporus* Lamarck Çörtinek-Kahta-Adıyaman, Gölbaşı-Adıyaman, Güzeldere-Şelmo-Siirt, Malabadi-Siirt, Silivanka-Siirt yörelerinden (Meriç, 1964, 1966a-b, 1976) ve *Simplorbites papyraceous* (Boubée) örnekleri de Terbüzek-Besni-Adıyaman, Alıdamı-Kahta-Adıyaman, Karaçam-Niksar-Tokat yörelerinden (Meriç, 1976, İnan ve diğerleri, 1996) verilmiştir. Örneklerin sentezi iki önemli noktanın dikkate alınması gerekliliğini ortaya koyar. Bunlardan ilki makrosferik bireylerin genelde neden iki embriyon içerdiği, diğeri de boyutlarının birbirine yaklaşık eşit olmalarıdır. Bununla beraber, Türkiye ve Dünya'nın değişik yerlerinden sunulmuş (Meriç, 1976, Eggink ve Baumfalk, 1983) ikiden fazla sayıda embriyon içeren örneklerin ve eşit olmayan embriyonlara sahip bireylerin de gözlenmiş (Meriç ve Görmüş, 1997) olması bu tip üremenin mümkünlüğünü göstermektedir. Keza, Avrupa'dan Eggink ve Baumfalk (1983)'in verileri de böyle bir üreme döngüsünü desteklemektedir. Hernekadar bu tip üremede, embriyonların şekillenmesinin buldukları yerde mi, yoksa başlangıçta şekillenip sonra kenara itildikleri tartışma konusu ise de, bu çalışmada apogamik üreme terimi yerine, olağan olmayan şizogonik üreme adı ile embriyonların kenara itildikleri kastedilmiştir. Bu konudaki tartışmalar Meriç ve Görmüş (1997)'de sunulmuştur.

Embriyon içi lateral localar: Bu olağan olmayan biyolojik oluşum yalnızca *Simplorbites papyraceous* (Boubée) türünde gözlenmiştir (İnan ve diğerleri, 1996, 1999). Araştırmacılar, Karaçam-Niksar-Tokat yöresinde Üst Maastrichtiyen çökelleri içerisinde görülen ve bu özelliğe sahip bireyleri A_{1x} anormal bireyler olarak tanımlanmışlardır. Kısmen embriyon duvarı çözülmüş olan bireyler; birkaç embriyon içeren makrosferik *Simplorbites papyraceous* (Boubée) bireyleri ile henüz tüm lateral localarını tamamlamamış genç bireyler de not edilmiştir. Bu tip bireylerin % 65 oranında, normal bireylerin de % 8 oranında gözlendiği belirtilmiş ve bu oluşumun nedeni ise Kretase-Tersiyer sınırındaki paleoekolojik değişiklikler olarak yorumlanmıştır (İnan ve diğerleri, 1996, 1999). Bireyler, kireçtaşı, marn ve çamurtaşlarından oluşan Kırandağ formasyonu gibi karbonatca zengin bir ortamdan tanımlanmış; normal ve anormal bireyler birlikte gözlenmiştir. Daha koruma altında olan embriyon içerisindeki bir değişim, türün genetik özelliklerinin değiştiğini düşündürmektedir. Fakat, paleoekolojik koşulların cinsin genetik değişimi üzerine etkisinin olup, olmadığı; ortamsal faktörlerin ve sistemli örnekler üzerinde değerlendirilmesi sonrasında yorumlanabilecek bir araştırma konusudur.

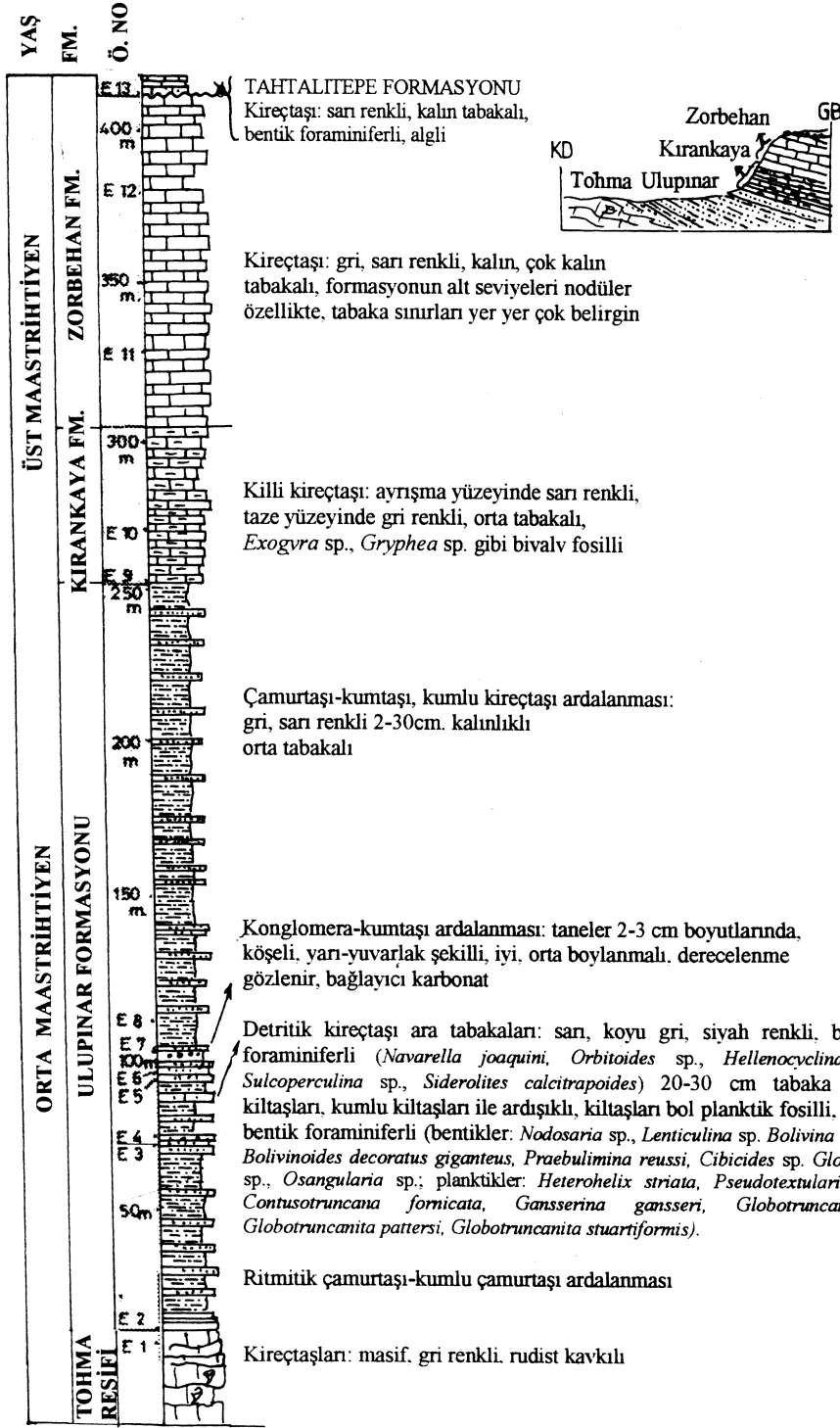
Teratolojik bireyler-Polivalans: Polivalans aynı jenerasyonda iki ya da daha fazla makrosferik embriyonun tesadüfi birlikteliği olarak bilinir (Gary ve diğerleri, 1972). Bu tip bireyler teratolojik formlar olarak tanımlanır (Meriç, 1972, 1979). Böyle tesadüf oluşumların, şizogonik üreme süresince egemen olan ekolojik koşullarla bağlantılı olduğu ortaya konmuştur (Neumann ve Poisson, 1970). Diğer bir deyişle teratolojik bireylerin üreme süresince kistin parçalanmasındaki gecikmeden kaynaklandığı belirtilmiştir (Meriç, 1972, 1976, 1979). Polivalans gösteren örnekler enderdir. Türkiye'den Reşadiye-Tokat, Karaçam-Niksar-Tokat, Terbüzek-Besni-Adıyaman, Silivanka-Siirt, Kızılöz-Ankara yörelerinden verilmiştir (Meriç, 1972, 1974, 1976, İnan ve diğerleri, 1996, 1999). Levhalarda sunulan örneklerden de görüleceği üzere iki ya da üç birey birlikte yapışık olarak görünürler. Her bir embriyon ekvatorial ve lateral localara sahiptir.

Mikroiz aktivite: Türkiye'de *Orbitoides* kavkılarında ilk mikroiz bulgusu Görmüş (1996) tarafından verilmiştir. Mikroizler, Hekimhan ve Darende yörelerinden derlenen örneklerde bulunmuştur. Aynı çalışmada tünel içerisinde bir rotaliid formun varlığından söz edilmiş ve bu tip oyukların hermit tip yaşantı (organizma ölümünden sonra başka bir organizmanın kavkıya konak yeri olarak kullanması) sonrasında gelişen izler olduğu vurgulanmıştır. Sonraki yıllarda benzer izler Osmaneli-Bilecik yöresindeki *Orbitoides* kavkılarında gözlenmiştir (Görmüş, 1996-1997). En son çalışmada da Kuzey Bolu yöresinden bir örnekte bir *Orbitoides* bireyinin embriyonuna kadar ilerlemiş bir rotaliid form-*Talpinella conicularia* Baumfalk, Fortuin ve Mok bulunmuş ve bu form parazitik olarak yorumlanmıştır (Görmüş ve Sagular, 1998). Hekimhan, Darende, Osmaneli yörelerinden yaklaşık 1200 *Orbitoides* birey incekesitinden 70 bireyde bu tip izlere rastlanılmıştır (Görmüş 1996-1997). *Orbitoides* kavkılarında

gözlenen tüneller üç tiptir. Bunlar, a) yarı dairesel- dairesel, b) dalgalı-ondüleli ve c) oyuk şekillidirler (Şekil 2). Kavkı içerisinde dalgalı, ondüleli görünüm sunan mikroizler çok yaygın olup, bu tip izlerin parazitik rotaliidler tarafından oluşturulmuş olabileceği tartışılmıştır (Görmüş ve Sagular, 1998). Diğer izlerin ise değişik tip organizmalarca oyulduğu düşünülebilir. Şöyleki dairesel-yarı dairesel oyuklar ile düzensiz şekilli oyukların hermit tip bir organizmaca kullandığı da mümkün gözükmektedir. Ayrıca, bu izlerin geliştiği ortamların ve kavkı içerisinde gözlenen *Talpinella conicularia* Baumfalk, Fortuin ve Mok gibi parazitik rotaliidler (Baumfalk ve diğerleri, 1982, Baumfalk ve Nijholt, 1984) yaşam ortamının neresi olduğu da diğer bir önemli konudur. Bir başka deyişle mikroizlerin olduğu ortamlar, bu ortamlarda yaşayan *Orbitoides* türlerinin zemin tipleri ve su derinlikleri ile bu iz ve oyukları oluşturan organizmaların neler oldukları tartışma konularıdır. Bu tip izlerin genelde klastik, çok nadir olarak da detritik karbonatlı ortamlarda gözlenmiş olması, çökellerin genelde resif önüne ya da çok sığ ortama ait çökeller olarak tanımlanmış olması (Görmüş, 1996-1997, 1997, Saner, 1978), bu izlerin foraminifer çeşitliliğinin bol olduğu, genelde iyi boylanmış, ince - orta taneli klastik zemin tipi içerisinde sığ ya da resif önü ortamlarda çoğunlukla parazitik, nadir olarak ise hermit tipi mikroorganizmalarca oluşturulduğu ortaya çıkmaktadır. İzler içerisinde yalnızca birkaç rotaliide rastlanılmış olması bu izlerin çoğunlukla parazitik rotaliidlerce, bazılarının ise başka mikroorganizmalarca oluşturulduğu düşünülür.

Ekvatorial localarda büyüme halkaları: Türkiye orbitoidal foraminiferlerinde ekvatorial ve lateral locaların ayrıntılı çalışmaları ilk kez Meriç (1974) tarafından gerçekleştirilmiştir. Özellikle *Orbitoides* türlerinde ekvatorial localarda gözlenen büyüme halkaları da yine değişik görünüm sunan bir özelliktir. *Orbitoides* türlerinin ekvatorial localarında genelde düzenli bir büyüme gözlenir (Neumann, 1987). Başlangıçtaki ekvatorial localar küçük, daha sonra gelişen localar ise büyüyerek devam eder. Hemen hemen hepsi yarı-dairesel, yay şekillidir. Bununla birlikte Osmaneli (Bilecik) yöresinden derlenen *Orbitoides* kavkılarında ekvatorial localarda farklı şekillilik gözlenir. Bu tür büyüme Avusturya'dan tanımlanan *Orbitoides gruenbachensis* Papp türünde ilk kez not edilmiştir (Papp, 1955). Osmaneli (Bilecik) yöresi *Orbitoides gruenbachensis* Papp bireylerinin ekvatorial locaları ayrıntılı incelendiğinde üç tip ekvatorial loca şekli görülür. Bunlar, a) kalın kalsitik duvarlı, b) küçük, yaklaşık dörtgenimsi ve c) yay şekilli ya da yarı dairesel şekilli ekvatorial localardır. Bu localar ekvatorial düzlemde ritmik bir büyüme şeklinde görülürler. Şöyleki küçük ekvatorial localar ile büyük ekvatorial localar ritmik bir şekilde dizilmişlerdir. Bireylerin kavkı büyüklüğü ile büyüme halka gelişimi birlikte değerlendirildiğinde, genelde iri bireylerde büyüme halkaları gözlenmiş olmasına karşın, küçük kavkıya sahip bireylerde de büyüme halkalarının görülmüş olması bu özelliğin kavkı büyüklüğü ile bağlantılı olmadığını ortaya koymaktadır. Ayrıca, Osmaneli yöresinden derlenen örneklerde ölçülü kesitin yapıldığı mevkide başlangıçtaki klastikler içerisinde gözlenen *Orbitoides* bireylerinde ekvatorial loca büyüme halkaları yaygın gözlenirken üste doğru bu halkalara sahip bireylerin çok az ya da hiç görünmemesi ilgi çekicidir. Büyüme halkalarına sahip bireyler *Orbitoides gruenbachensis* Papp'ın bireyleri olarak kabullenilmektedir.

Konik formlar: *Orbitoides*'ler simetrik, konveks kavkılara sahiptirler. Fakat, son yıllarda Boyralı-Hekimhan yöresinden derlenen örneklerde konik, asimetrik şekilli bireylere de rastlanılmıştır (Şekil 3). Orta Maastrichtiyen yaşlı, *Gansserina gansseri* Bolli karakteristik fosilleri içeren (Görmüş, 1990) kalkarenitler içerisinde bu bireyler gözlenmiştir. Benzer konik *Orbitoides* bireyleri Yelme Köyü-KB Antalya'dan da İnan ve Meriç (1997) tarafından not edilmiştir. Araştırmacılar *Orbitoides*'lerdeki bu konik şekilliliği Kretase-Tersiyer sınırında gelişen olaylara bağlamışlardır. Bu bireyler Üst Maastrichtiyen çökellerinden verilmiştir. Bununla birlikte, Antalya yöresinden klastiklerle temsil olunan Yelme formasyonu'ndan derlenen örneklerde Kretase-Tersiyer sınırına yakınlık ve örneklerin çevre litolojisi (klastikler ile görünümünün nasıl oldukları) ile bağlantısı verilmediği için bu konik bireylerin Kretase-Tersiyer sınırına yakın gelişen paleoekolojik olaylardan etkilenen öncü fertler olduğu tartışmalıdır. Bu çalışmada ise embriyonu belirgin konik formlar görülmüş ve bu bireyler Hekimhan yöresinde Kretase-Tersiyer sınırından hayli aşağıda Ulupınar formasyonu filiş çökelleri içerisinde görülen kalkarenit türü litolojiler içerisinde bulunmuştur. Bu durum yöredeki konik fertlerin Kretase-Tersiyer sınırındaki paleoekolojik olaylardan daha çok Orta Maastrichtiyen zaman aralığında oluşan türbiditik akıntı gibi olaylarla bağlantılı olarak geliştiğini düşündürmektedir. Kalkarenitler içerisinde normal görümlü bireylere de az oranda rastlanılmaktadır. Ayrıca, killi düzeylerde planktik foraminiferler gözlenmiştir (Şekil 3). Tüm bu litoloji ve fauna verileri değinilen bireylerin şekillenmesinde deniz dibi akıntılara karşı savunma konumunu almış *Orbitoides*'ler olabileceğini düşündürmektedir. Genetik özelliklerin değiştiğini gösteren yeterince örnek derleme ve santimetre mertebesinde değişimleri izleme yöre çökelleri içerisindeki fosil miktarının az olması nedeniyle mümkün gözükmemektedir.



Şekil 3. Boyralı-Hekimhan ölçülü sütun kesiti.

3. SONUÇLAR

Türkiye orbitoidal foraminiferlerinde olağan olmayan veriler sentez edilmiş ve bu veriler a) üreme b) embriyon duvarı içerisinde lateral loca gelişimleri, c) teratolojik bireyler, d) mikroizler, e) ekvatorial loca gelişimi ve f) konik bireyler olarak ayrılarak incelenmiştir. Orbitoidal formların olağan olmayan verilerinin genelde üç tür olaydan kaynaklanabileceğini düşünülür. Bunlardan ilki biyolojik, ikincisi paleoekolojik ve üçüncüsü de fosilleşme koşullarıdır. Her üç koşulunda birbirleriyle bağlantılı olduğu açıktır. Biyolojik açıdan şizogonik ve olağan olmayan şizogonik üreme aşamasında fosilleşmiş bireyler orbitoidal foraminiferlerin biyolojik döngüsü ile bağlantılıdır. Yine biyolojik faktörlerden genetik özelliklerin cinsin embriyon içerisinde lateral loca değişimi ile ekvatorial localardaki büyüme halkalarına etki ettikleri kabullenilir. Büyüme halkalarına sahip olanlar *Orbitoides gruenbachensis* Papp'a ait

bireylerdir. Paleoekolojik olarak ise, orbitoidal formların genelde ışık ve sıcaklığın uygun olduğu ve bol organizmaların bulunduğu resif önü çökelleri içerisinde çoğun ince ve orta taneli klastik zeminlerde yaşadığı, ya da resif gelişmeyen yörelerde çok sığ kesimleri tercih ettikleri anlaşılmaktadır. Bu bölgelerde genelde iri orbitoidal foraminiferler gözlenmiş ve bazı *Orbitoides* kavkuları üzerinde bir başka mikroorganizma da parazitik olarak yaşamıştır. Ayrıca, konik bireyler de resif önlerinde gelişen akıntılardan etkilenmişlerdir. Fosilleşme evresi ise biyolojik (*Orbitoides* kavkılarında gözlenen bazı mikroizlerin oluşumu, mikroorganizmaların kavkuları konak yeri olarak seçmesi) fiziksel (ölüm sonrasında aynı zamanda ya da farklı zaman aralıklarında taşınmaları) ve kimyasal (rekristalizasyon gibi) olayları içerir. Bu evreyi yansıtan olağan olmayan veri ise yine mikroizlere sahip bireylerdir.

Sonuç olarak, olağan olmayan verilerden ilk dördünün biyolojik faktör ve koşullarla şekillenmiş veriler olduğu, konik bireylerin paleoekolojik koşullardan akıntının etkisi ile oluşturulduğu, mikroizlerin paleoekolojik, biyolojik ve fosilleşme koşulları altında geliştiği belirlenmiştir. Olağan olmayan veriler adı altında toplanan bu özellikler dünyadaki orbitoidal foraminiferler içinde önemli özellikleri içermektedir. Keza, *Orbitoides*'lere ait embriyon içerisindeki lateral loca gelişimleri ile konik şekillilik örnekleri ilk kez Türkiye'den not edilmiş olup, mikroizlere ait örnekler içerisinde rastlanılan embriyona kadar ilerlemiş parazitik birey de yine ilk örnektir.

KAYNAKLAR

- Baumfalk, Y.A. and Nijholt, K.J., 1984. *Talpinella* and *Orbitoides*: 18 million years of close relationship between two foraminiferal genera. *Journal of Foraminiferal Research*, 14(1), 77-81.
- Baumfalk, Y.A., Fortuin, A.R. and Mok, R. P., 1982. *Talpinella cunicularia* n.gen. n.sp., a possible foraminiferal parasite of Late Cretaceous *Orbitoides*. *Journal of Foraminiferal Research*, 12(3), 185-196.
- Eggink, W.J. and Baumfalk, A.Y., 1983. The exceptional reproduction and embryonic morphology of *Orbitoides gensacicus* (Late Cretaceous, France). *Journal of Foraminiferal Research* 13(3), 179-190.
- Erk, S. 1942. Etude geologique de la region entre Gemlik et Bursa (Turquie). Maden Tetkik Arama Enstitüsü yayımları, seri B, 9, 295s.
- Gary, M., McAfee, R. and Wolf, C. L., 1972. Glossary of geology. American Geological Institute, Washington, 805p.
- Gorsel, J.T. Van, 1978. Late Cretaceous Orbitoidal Foraminifera. In "Foraminifera" Hedley, R.H. ve Adams, C. G. (eds.), Akademik Press, London, 120p.
- Görmüş, M., 1990. Stratigraphy and foraminiferal micropaleontology of Upper Cretaceous in Hekimhan, NW Malatya, Turkey: University of Hull. PhD thesis, 429p.
- Görmüş, M. 1992. Quantitative Data on the Relationship between the *Orbitoides* genus and its Environment. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, XXIV (3), 13-26.
- Görmüş, M. 1994. Hekimhan (KB Malatya) Yöresindeki Üst Kretase Çökellerinde Fasiyes-Organizma Dağılımı. *Doğa Yerbilimleri Dergisi*, 3(1), 1-15.
- Görmüş, M. 1996. *Orbitoides* 'lerde fosilleşmeye Hekimhan (KB Malatya) ve Darende'den (B Malatya) örnekler. SDÜ, IX. Müh. Sempozyumu, 29-31 Mayıs 1996, Jeo. Mühendisliği Sektörünü, 21-28.
- Görmüş, M. 1996-1997. Osmaneli (Bilecik) yöresindeki *Orbitoides* 'lerde fosilleşme ve mikroiz aktivite. İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri, 10, 47-58.
- Görmüş, M., 1997. Osmaneli (Bilecik) yöresindeki *Orbitoides* 'lerin biyometrik incelemesinin ön bulguları. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. yılı Sempozyumu, Çukurova Üniversitesi, Geosound-Yerbilimleri, Cilt 1, 30, 151-174.
- Görmüş, M. ve Sagular, E.K., 1998. Microboring activity in *Orbitoides* accumulations from Turkey, *Journal of Israel Earth Science*, 47, 61-67.
- Görmüş, M., Meriç, E. ve Avşar, N., 1994. Pazarcık (K.Maraş) ve Darende (B Malatya)-Hekimhan (KB Malatya) Yörelerindeki *Orbitoides* Parametrelerinin Karşılaştırılması. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 9, 109-125.
- İnan, N. ve Meriç, E. 1997. K/T geçişinde anormal büyümüş *Orbitoides apiculatus* Schlumberger bireyleri. Çukurova Üniversitesi, Geosound-Yerbilimleri, 30 (1), 489-494.

- İnan, N., Meriç, E. ve Özgen, N. 1996. A different asexual reproduction in *Simplorbites papyraceous* (Boubée) samples of Karaçam Highland (Niksar-Türkiye): A_{1x} individuals. *Revue de Paléobiologie*, 15 (2), 449-459.
- İnan, N., Meriç, E. And Matsumaru, K., 1999. Do abnormal individuals represent prior to indication of big extinction event?. *Journal of Saitama University, Faculty of Education (Mathematics and Natural Science)*, 48 (1), 15-24.
- Meriç, E., 1964. A propos de la reproduction des Orbitoididae. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 63, 25-32.
- Meriç, E., 1965. Etude géologique et paléontologique de la région entre Kâhta et Nemrut Dağ. *İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Mecmuası*, B, 30(1-2), 55-107.
- Meriç, E., 1966a. A propos de la reproduction des Orbitoididae (Deuxième partie). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 66, 147-153.
- Meriç, E., 1966b. A propos d'un cas de schizogonie dans un indivi d'Orbitoides media (d'Archiac). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 67, 93-96.
- Meriç, E., 1970. Schizogony in *Orbitoides apiculatus* var. *gruenbachensis*. *Micropaleontology*, 16(2), 227-232.
- Meriç, E., 1971. An additional aspect of reproduction in the Orbitoididae. *Micropaleontology*, 17(1), 99-104.
- Meriç, E., 1972. A Propos d'une forme tératologique d'*Orbitoides* cf. *medius* (d'Archiac). *İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Mecmuası*, B, 37 (3-4), 239-243.
- Meriç, E., 1974. Characteristic internal features of the walls of equatorial and lateral chambers of various genera and species belonging to Orbitoididae family. *İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Mecmuası*, B, 39 (3-4), 211-217.
- Meriç, E., 1975. A new aspect of reproduction in the Orbitoididae. *Micropaleontology*, 21(3), 342-345.
- Meriç, E., 1976. Bazı Üst Kretase ve Tersiyer bentonik foraminiferlerinde çoğalma. *İTÜ Kütüphanesi*, no. 1064, 89s.
- Meriç, E., 1979. A different view on the origin of some conical forms of *Migypsinoides dehaarti* (van der Vlerk). *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 11(3), 505-508.
- Meriç, E. ve Görmüş, M. 1997. *Simplorbites* ve *Orbitoides* cinslerinde olağan olmayan bir üreme tipi üzerine düşünceler. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40 (2), 73-82.
- Meriç, E., İnan, N. ve Görmüş, M. 1997. Schizogony in *Orbitoides apiculatus* Schlumberger from the Maastrichtian of Şereflikoçhisar (Central Anatolia-Turkey), *Revue de Paléobiologie*, 16(2), 481-487.
- Neumann, M. 1987. Le Genre "*Orbitoides*"I. Reflexion sur les Especies Primitives Attribuées a`ce Genre. *Revue de Micropaléontologie*, 29 (4), 220-261.
- Neumann, M. and Poisson, A., 1970. A propos de la reproduction chez *Orbitoides media* d'Archiac. *Revue de Micropaléontologie*, 13(2), 122-127.
- Özcan, E; Altın, S.Ö., 1997. Late Campanian-Maastrichtian evolution of orbitoidal foraminifera in Haymana Basin succession (Ankara, Central Turkey). *Revue de Paléobiologie*, 16 (1), 271-290.
- Papp, A., 1955. *Orbitoides* aus der oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). *Sitzungsberichten der Osterreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, Mathamatisch-Naturwissen-schaftliche Klasse*, (I), 164, 303-315.
- Saner, 1978. Geology and the environments of deposition of Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı area. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, B, 43, 63-91.

SEYİTÖMER (KÜTAHYA) BITÜMLÜ MARNLARININ STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ VE EKONOMİK ÖNEMİ

STRATIGRAPHIC FEATURES AND ECONOMIC IMPORTANCE OF THE SEYİTÖMER (KÜTAHYA) BITUMINOUS MARLS

İlker ŞENGÜLER, MTA Genel Müdürlüğü Enerji Dairesi, 06520 Ankara
Nurettin SONEL, AÜFF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Ankara

ÖZET

Seyitömer bitümlü marnları Batı Anadolu' da Kütahya' nın NW' sında ENE-WSW uzanımlı Neojen havzası içinde yer almaktadır. İnceleme alanındaki istif tabandan tavana doğru; ofiyolitli melanjdan oluşan Ayvalı formasyonu (Ka) (Üst Kretase), konglomeratik Elmacık formasyonu (Te) (Alt Miyosen); yeşil kil, linyit, bitümlü marn, sarı kilden oluşan Seyitömer formasyonu (Ts) (Orta-Üst Miyosen); marn, kireçtaşı ardalanmasından oluşan İshakçılar formasyonu (Ti) (Pliyosen); konglomeratik Kocayataktepe formasyonu (Tk) (Pleyistosen) ve Kuvaterner'e ait Alüvyondan (Al) ibarettir.

Açık işletme sahasından alınan 100 ton bitümlü marn ve 50 ton linyit numunesinin akışkan yataklı sisteme sahip 2 MW'lık bir santralde yakma testleri gerçekleştirilmiştir. Yapılan testler sonucunda; % 80 linyit ile % 20 bitümlü marn karışımı yakıldığında duraylı bir yanma sağlanmış ve bitümlü marnlar içerdiği karbonat nedeniyle emici bir özellik göstererek baca gazlarının sülfürden arıtılmasına yardımcı olmuştur.

ABSTRACT

The Seyitömer bituminous marl deposit is located in ENE-WSW oriented Neogene basin, NW of Kütahya, Western Turkey. The rock units exposed in the investigated area from bottom to top are Ayvalı formation (Ka) (basement complex - Upper Cretaceous); Elmacık formation (Te) (conglomerate-Lower Miocene); Seyitömer formation (Ts) (green clay, lignite, bituminous marl, yellow clay - Middle to Upper Miocene); İshakçılar formation (Ti) (marl, limestone - Pliocene); Kocayataktepe formation (Tk) (conglomerate - Pleistocene) and Alluvium (Al) (Quaternary).

A total of 150 tones of bituminous marl and lignite sample collected from the operation site was subjected to burn tests in a 2 MW power plant with a circfluid fluidized bed combuster. Results of the tests yield that a durable burn was obtained if a material consisting of 80% lignite and 20% bituminous marl and that bituminous marls assisted desulfurization due to their carbonate content.

1. GİRİŞ

Batı Anadolu Bölgesinde İzmir-Ankara zonu üzerinde yer alan Seyitömer (Kütahya) Neojen Havzası, içerdiği linyit ve bitümlü mamlar ile ülkemizin enerji hammaddeleri açısından önemli bir sahasını oluşturmaktadır.

Jeolojik-tektonik özellikleri ve zengin enerji-endüstriyel hammadde kaynakları Batı Anadolu bölgesinde birçok araştırma yapılmasına neden olmuştur. Yerel ve bölgesel ölçekte yorumların yapıldığı araştırmaların bazıları ; Ziegler (1936), Maucher (1936), Pekmezciler (1953), Barutoğlu (1954), Brelié (1955), Lebküchner (1959), Nebert (1960), Akkuş (1962), Kalafatçıoğlu (1962), Nakoman (1968), Beseme (1969), Brinkmann (1971), Akyol (1975), Ercan vd (1978), Kaya (1979), Gün vd (1979), Akdeniz ve Konak (1979), Ercan vd (1979), Baş (1983), İnci (1983), Sarıyıldız (1987), Helvacı vd (1987), Yavuz vd (1995), Whateley (1995) ve Görür vd (1996) şeklinde sıralanabilir.

2. STRATİGRAFI

İnceleme alanında Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler yüzeylemektedir (Şekil 1). Temelde serpantin, radyolarit ve kristalize kireçtaşlarından meydana gelen Üst Kretase öncesine ait Ayvalı formasyonu bulunmaktadır. Bunun üzerine; alt seviyelerinde kırmızımsı renkli blok yığılımları şeklinde genellikle temele ait kayaların, üst seviyelerinde konglomera, kumtaşı ile mavi-yeşil ve yeşilimsi killerin yer aldığı Elmacık formasyonu uyumsuzlukla gelmektedir. Daha üstte yer alan Orta-Üst Miyosen yaşlı Seyitömer formasyonu beş üyeye ayrılarak incelenmiştir. Bunlar alttan üste doğru; yeşil kil üyesi, alt linyit üyesi, bitümlü mam üyesi, üst linyit üyesi ve sarı kil üyesidir. Bitümlü mam üyesi ile üst linyit üyesi sahada yer yer yanık seri ile yanıl geçişlidir. Seyitömer formasyonu üzerinde; beyaz, gri, krem renkli mam ve tuf ile aralanmalı yer yer silisifiye kireçtaşlarından oluşan Pliyosen yaşlı İshakcılar formasyonu uyumsuz olarak yer almaktadır. Pleyistosen yaşlı Kocayataktepe formasyonu da uyumsuz olarak İshakcılar formasyonu üzerine gelmektedir. Kocayataktepe formasyonu az tutturulmuş, yer yer kum, kil ve tuf seviyeleri ile kırmızımsı renkte çakıllardan oluşmaktadır. İnceleme alanında Kuvaterner'e ait alüvyonlar stratigrafik istifin tavanında yer almaktadır. Seyitömer formasyonu içerisinde ayrıtlanan birimlerdeki adlamalar, yöredeki linyit işletmesinde benimsenen tanımlar dikkate alınarak yapılmıştır.

2.1. Ayvalı Formasyonu (Ka)

İnceleme alanının doğusunda geniş alanlarda yüzeyleyen birim bu çalışmada Ayvalı formasyonu olarak adlandırılmıştır. Brinkmann (1971) tarafından "İzmir-Ankara Okyanusu" olarak tanımlanan zon üzerinde yer alan Seyitömer Neojen Havzasında gözlenebilen en yaşlı birimdir.

Tip yeri Ayvalı köyü ve çevresi olan formasyonun yayılımı çalışma alanında Neojen çökelleri ile sınırlı olup çalışma alanının doğusunda ise devam etmektedir.

Serpantin, radyolarit, kireçtaşı blokları ve yer yer mermerlerden oluşan litolojisiyle Ayvalı formasyonu, Menderes Masifi üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır (Ercan vd 1978). Ayvalı formasyonu Kütahya-Tavşanlı yolu üzerinde kireçtaşı blokları ile görülmekte, daha batıya gidildiğinde ise ağırlıklı olarak serpantinlerle temsil olunmaktadır. İnceleme alanında birimin alt sınırı görülmemektedir. Üst sınırı ise Alt Miyosen yaşlı Elmacık formasyonu ile uyumsuzdur.

2.2. Elmacık Formasyonu (Te)

Ayvalı Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen birim çalışma alanının KD' sında Elmacık köyü çevresinde geniş alanlarda yüzeylemektedir. Birim tabanında, Ayvalı formasyonu' nu oluşturan kayalara ait çeşitli büyüklükte çakıltaşları ile başlamaktadır. Çakıl boyları yer yer 20 cm ye ulaşmakta olup genellikle az yuvarlaklaşmıştır. Temelden koparılmış çakılların fazla taşınma geçirmeden eski topoğrafyanın uygun eğime sahip olan kesimlerinde depolanmasıyla oluşmuştur. Matriksi daha küçük çakıllar oluşturmaktadır. Üst seviyelerde kuvars, mermer ve metamorfit çakıllarının oranı, ofiyolit

çakıllarına göre daha fazladır. Birim, kumtaşı ve kil araldanması ile dereceli olarak üzerindeki Seyitömer formasyonunun tabanındaki yeşil killere geçmektedir.

İnceleme alanı dışında formasyonun kalınlığı 150 m ye ulaşmakla birlikte ortalama kalınlığı 75 m olup yaşı Alt Miyosen' dir. Kötü boylanmalı, az yuvarlaklaşmış iri taneli ve yakınındaki kayaçların çakıllarından oluşan birim, içerdiği çapraz katmanlanma ve üst seviyelere doğru incelen tane boyu ile örgülü akarsu ortamını yansıtmaktadır.

2.3. Seyitömer Formasyonu (Ts)

Çalışma alanında Orta-Üst Miyosen yaşlı Seyitömer formasyonu beş üyeye ayrılarak incelenmiştir. Bu üyeler tabandan tavana doğru sırasıyla şöyledir:

2.3.1. Yeşil Kil Üyesi (Tsa)

Birim, çalışma alanının doğusunda Ayvalı köyünün kuzeyinde Lülü Tepe' de yüzeylenmektedir. Alt seviyeleri, üzerine oturduğu Elmacık formasyonunun kumtaşı düzeyleri ile geçişli olup kumlu killer ile üste doğru devam etmektedir.

Birim genellikle mavi-yeşil ve açık yeşil renkli plastik özellikte kil litolojisine sahiptir. Alt seviyeleri, üzerinde yer aldığı Alt Miyosen yaşlı Elmacık formasyonu ile geçişli yansıtan kumtaşı ve kumlu kilitaşı düzeyleri ile karakteristiktir. Üst seviyelere doğru gri renkli kilitaşı ile birlikte yer yer bitki kalıntıları ve çok ince linyit izlerine raslanmaktadır.

Yeşil kil üyesi, çalışma alanının doğusunda Ayvalı formasyonu üzerine aşmalı olarak gelmektedir. Lülü tepe' de Orta-Üst Miyosen istifinin alt seviyelerinde net olarak gözlenmekte olup ortalama kalınlığı 50 m dir.

Birim, tabanındaki Elmacık formasyonunun kaba detritiklerinden ince tanelilere geçişli gösteren düzeyleri ile çökme ortamındaki değişikliği yansıtmaktadır. Yeşil kil üyesinin alt seviyelerinden itibaren Elmacık formasyonunun örgülü akarsu çökme ortamı, yerini yeşil renkli killerin çökeldiği göl ortamına bırakmıştır.

2.3.2. Alt Linyit Üyesi (Tsb)

Linyit damarlarını içeren birim, özellikle kömüre yönelik yapılan çalışmalarda "Esas damar" ve "Ana damar" gibi isimlerle anılmaktadır. Lebküchner (1959), Nebert (1960) ve Beseme (1969) tarafından Esas Damar olarak değerlendirilen birim, Seyitömer formasyonu içinde daha üst seviyelerde yer alan ancak büyük kalınlıklar sunmayan diğer linyitli zondan ayırmak için ilk kez bu çalışmada Alt linyit üyesi olarak adlandırılmıştır.

Birim inceleme alanında Seyitömer ve Arslanlı köyleri çevresinde yayılım gösterir. Ayrıca sahanın doğusunda Ayvalı formasyonu üzerine aşmalı olarak gelmiş Orta-Üst Miyosen istifi içinde işletilmekte olan sınırlı yayılıma sahip linyit damarları vardır.

Geçişli olarak Seyitömer formasyonunun tabanını oluşturan Yeşil kil üyesi üzerine gelen Alt linyit üyesi; linyit, killi linyit, kumtaşı, siltaşı, kilitaşı ve mam araldanmasından oluşmaktadır. Alt seviyelerindeki linyit damarının kalınlığı 3-6 m arasında değişmekte olup linyit izli kilitaşı ve yeşil renkli kilitaşı ile yer yer araldanmalıdır. Üzerinde killi linyit damarları, daha üstte ise kumtaşı, linyit izli kumtaşı ve kilitaşı, mam araldanması yer almaktadır. Alt linyit üyesinin kalınlığı yer yer 40 m ye ulaşmakla birlikte ortalama kalınlık 20 m dir. Brellie (1955) tarafından yapılan palinolojik tanımlamalara göre birimin yaşı Orta-Üst Miyosen' dir.

2.3.3. Bitümlü Marn Üyesi (Tsc)

Birim daha önce yapılan bölgesel çalışmalarda Tunçbilek formasyonu içinde değerlendirilmiş olup ilk kez bu çalışmada ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Genellikle ülkemizde şeyl fasiyesinde gözlediğimiz bitümlü kayalar, Seyitömer sahasında marn fasiyesinde görülmektedir. Bu fasiyes özelliğini vurgulamak amacıyla Seyitömer formasyonunda ayrıtlanan üyeler için litolojik adlamalar tercih edilmiştir. Bitümlü marnlar, gri ve yeşilimsi gri rengi ile altında bulunan esas kömür damarından (alt linyit üyesi) kolaylıkla ayırdedilebilmektedir.

Birim genellikle gri, yeşilimsi gri ve açık kahverengi olup kireçtaşı, silisifiye kireçtaşı, marn yer yer de çört araldanmasından oluşmaktadır. Kireçtaşları yüksek kil içerikli, sarımsı boz renklidir. Marnlar genellikle yumuşak, kısmen plastik özellikte ve yer yer de silisifiedir. Bitümlü marnlar yatay ve yataya yakın bir eğime sahip olup 1-5 mm kalınlıkta laminalıdır.

Özellikle açık işletme sahasında, işletilmekte olan kömürün (alt linyit üyesi) üzerinde çok iyi gözlenebilen birim, Eski Seyitömer doğusunda ve batısında yer almaktadır. Ayrıca Ayvalı köyünün kuzeyinde çok geniş yayılım göstermemekle birlikte Ayvalı formasyonuna ait ofiyolitli melanaj üzerine aşmalı olarak gelmiştir.

Eski Seyitömer köyünün batısında ve kuzey batısında yanık seri ile yanal geçişlidir. Bitümlü marnların ve linyitin içerdiği metan gazının yanması sonucu oluşan ve yanık seri olarak adlandırılan birim özellikle Arslanlı köyü çevresinde geniş bir alanda yüzeylenmektedir.

Geçmiş yıllarda TKİ tarafından yapılan sondajlarda elde edilen verilere göre bitümlü marn zonu 35-66 m arasında değişen bir kalınlığa sahiptir. Ancak kırıntı örneklerine dayanarak elde edilen bu değerlerin güvenilirliği oldukça azdır. Bitümlü marnların incelenmesi amacıyla yapılan sondajlarda, bitümlü marnların birkaç metreden, 30 m yi geçen kalınlıklara ulaştığı gözlenmiştir. Sondajlara dayanarak bitümlü marnların kalınlığının 5-30 m arasında olduğu saptanmıştır. Bitümlü marnlar, alt linyit üyesi üzerinde geçişli olarak yer almaktadır. Üst seviyeleri ise, üzerinde yer alan üst linyit üyesi olarak adlandırdığımız birimin tabanını oluşturan killere geçmektedir.

Birim bol miktarda gastropoda (planorbis), lamellibrans ve ostrakod fosilleri içermektedir. Ayrıca bitümlü marnlar içinde kömürleşmiş yaprak ve dal kalıntıları da yaygındır. Fosiller genellikle gri ve yeşilimsi gri renkli marnlar içinde gözlenmektedir. Birimin yaşı Orta-Üst Miyosen olup litoloji ve fauna özellikleri ile genellikle sığ ve durgun su çökeltme ortamı koşullarını yansıtmaktadır. Spor-pollen topluluğu ve ostrakodlar göl ortamını işaret etmektedir.

2.3.4. Üst Linyit Üyesi (Tsd)

Eski Seyitömer köyünün batısında ve Arslanlı köyü çevresinde yüzeylenmektedir. Gri ve açık gri renkli marn ile araldanmalı olarak bulunur. Üst seviyelerinde açık sarı kil ve ince silisifiye kireçtaşı bantları yer alır. Yer yer yanık seri ile yanal geçişli olarak görülür. Tuğla renginde ve görünümünde olan yanık seri, üst linyit üyesi içindeki linyit ile altındaki bitümlü marnların yanması sonucu oluşmuştur.

Üst linyit üyesinin kalınlığı ortalama 10 m dir. Alt seviyeleri bitümlü marn üyesi, üst seviyeleri ise sarı kil üyesi ile geçişlidir. Birim içerisindeki linyit bantlarının kalınlığı çok nadiren 50 cm ye ulaşmaktadır.

2.3.5. Yanık Seri (Tsy)

Bitümlü marn üyesi ve üst linyit üyesinin yanması sonucu oluşmuştur ve her iki birimle de geçişlidir. Birimin tip yeri Eski Seyitömer köyünün kuzey batısında Arslanlı köyü ve çevresidir. Ayrıca açık işletme sahası içinde de yer yer gözlenmektedir.

Tuğla renginde ve görünümünde olan birim adından da anlaşılacağı gibi bitümlü marn ve linyitin yanması sonucu oluşmuştur. Yanık serinin oluşumu bitümlü marnların ve linyitin içerdiği metan gazının hava ile temasında, hava ve metan karışımının belirli oranlara ulaşması halinde meydana gelen yanma ile

açıklanmaktadır (Beseme 1969). Bitümlü marn üyesi ve üst linyit üyesi içinde bulunan farklı litolojik özelliklere sahip seviyeler, yanık seri içinde de gerek renk gerekse yoğunluk bakımından farklılıklar göstermektedir. Yanık serinin kalınlığı yer yer 30 m ye ulaşmakla birlikte ortalama olarak 10 m dir.

2.3.6. Sarı Kil Üyesi (Tse)

Sarı kil üyesi çalışma alanında Eski Seyitömer' in batısında Kükürt ve Kızık köyleri çevresinde geniş alanlarda yüzeylemekte olup genellikle açık sarı, gri, yeşilimsi gri ve krem renkli marn ve yer yer silisifiye kireçtaşı mercekli tuf ve diyatomeleli marn ardalannasından oluşmaktadır. Sarı kil üyesinin ortalama kalınlığı 25 m olup Orta-Üst Miyosen yaşlı linyit, killi linyit, linyitli kil ve bitümlü marn içeren çökellerin en üst seviyesini oluşturmaktadır. Çalışma alanının kuzeyinde Gazelyakup köyü çevresinde diyatome içeriği artmakta ve yer yer marnlar içindeki diyatome hakim duruma geçmektedir.

Seyitömer formasyonunun en üst seviyesini oluşturan sarı kil üyesi içindeki diyatomeleli marnlar, Geç Miyosen sonunda ve Pliyosen' de havzanın belirli ölçüde volkanik faaliyetlerden etkilendiğini göstermektedir.

2.4. İshakçılar Formasyonu (Ti)

Formasyonun tip yeri çalışma alanının batısında İshakçılar köyü ve çevresi olup ismini buradan almıştır. Bunun dışında Arslanlı köyünün kuzey batısında Gevencetepe' de, Kızık köyünün kuzey doğusunda Höyük Tepe' de ve Bozcakhöyük köyünün kuzeyinde Aktepe' de yüzeylemektedir.

İshakçılar formasyonunun en alt seviyelerinde yoğun olarak tüfler, orta seviyelerinde marnlar ve üst seviyelerinde ise kireçtaşları yer almaktadır. Yer yer gözlenen bir diskordans ile Orta-Üst Miyosen yaşlı Seyitömer formasyonunun en üst seviyelerini oluşturan sarı kil üyesinin üzerine gelmektedir. Kapsadığı fosillere dayanarak İshakçılar formasyonuna Pliyosen yaşı verilmiştir (Beseme 1969).

Kireçtaşlarında gözlenen silisleşme yanında yer yer ince silis bantlarına ve merceklerine de raslanmaktadır. Miyosen' de yoğun bir şekilde gözlenmeyen volkanizma Geç Miyosen sonunda tuf ve lav volkanizması şeklinde etkili olmuştur (Baş 1987). Pliyosen ortalarında etkili olan bazaltik-andezitik lav çıkışı ile birlikte bütün Pliyosen boyunca tüfler de yerleşmiştir. Seyitömer sahasındaki Pliyosen yaşlı İshakçılar formasyonu içerisindeki silisli düzeyler ile silis yumrularının volkanizma ile ilgili olduğu görülmektedir.

2.5. Kocayataktepe Formasyonu (Tk)

Birim, Baş (1987) tarafından adlandırılmış olup ismini çalışma alanının kuzey batısında Kocayatak Tepe' den almıştır. İshakçılar köyü kuzeyi ile Türkmen Tepe' nin batısında geniş bir alanda yüzeylemektedir.

Çalışma alanında kırmızımsı ve krem renkli az tutturulmuş konglomera ile istifte yer alan kil, kum ve tuf seviyeleri ile karakteristiktir. Birim değişik türde çakıl ve kum ile yer yer kil ve tuf içermektedir. Birim içerisinde Kuvaterner öncesi bütün kayalara ait çakılları gözlemek mümkündür. Çalışma alanının kuzey batısında Alt Miyosen yaşlı Elmacık formasyonunun konglomeraları ile dokanak halindedir. Elmacık formasyonundan, daha az tutturulmuş olması ve Pliyosen yaşlı çakıllar içermesi ile ayrılmaktadır. Genellikle tabaka kalınlıkları orta-kalın arasında değişmekte olup yer yer çapraz katmanlanma gözlenmektedir.

Kocayataktepe formasyonu özellikle çalışma alanının kuzey batısında yüzeylemekte olup Pliyosen yaşlı İshakçılar formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Pliyosen çakılları içeren Kocayataktepe formasyonu' nun yaşı Pleyistosen olarak benimsenmiştir.

Birimin kaba tanelerden ince tanelere değişen istifi akarsu ortamını yansıtmaktadır. İnceleme alanı dışında istifin bloklar ile başlaması hızlı bir erozyonu ve yüksek enerjili akıntıyı göstermektedir. Birim, genellikle eski vadi dolgusu ve taraça görünümündedir. Kuvaterner başında kuvvetli bir yağış rejimine paralel olarak akarsu ortamı gelişmiş ve aynı zamanda bölgesel bir yükselim olmuştur.

2.6. Alüvyon (Al)

Çalışma alanında Kızık köyünün doğusunda Ağızören deresinin kenarlarındaki düzlüklerde gözlenmektedir. Tutturulmamış çakıl, kum, mil ve killerden oluşmaktadır.

3. BITÜMLÜ MARNLARIN ÖZELLİKLERİ VE ÖNEMİ

Organik kayaçları; kömürler, petrolü şeyller, bitümen emprenye olmuş kayaçlar ve katranlı kumlar (tar sand) olmak üzere dört grupta toplamak mümkündür. Literatürde en yaygın kullanımı petrolü şeyl (oil shale) olan ve ısıtıldığında sentetik petrol elde edilebilen bu kayaçlar için ülkemizde bitümlü şist, bitümlü şeyl, petrolü şeyl ve bitümlü marn terimleri kullanılmaktadır (Şengüler 1994). Genellikle terimlerin seçiminde kayacın özellikleri rol oynamakta olup organik maddenin cinsi (spor-pollen, alg vb) ayırt edilemez, kayacın litofasiyes özellikleri vurgulanmaktadır. Bitümlü şeylin gerek jeolojik açıdan gerek kimyasal açıdan değişmez bir tanımı yoktur. Bu araştırmada; organik çözücülerde çözünmeyen ve "kerojen" adı verilen organik madde içeren, marn fasiyesinde çökelmiş olan ve alt seviyelerinde yer yer laminalı yapı gösteren sedimanter kayaçlar "bitümlü marn" olarak adlandırılmıştır. Bitümlü marn biriminin kalınlığı 5-30 m arasında değişmektedir.

Sahada yer alan bitümlü kayaçlar genellikle gri, yeşilimsi gri, kahverengi ve kahverengi-gri marn, kıltaşı ve yer yer de kil oranı yüksek kireçtaşlarından oluşmaktadır. Tüm bu kayaçlar genellikle sert olmayıp, kısmen plastik ve silisifiye özellik göstermektedir. Tabakalanma genellikle görülmemekte olup 1-5 mm kalınlıkta laminalar bitümlü marn istifinin alt seviyelerinde gözlenmektedir. Alt linyit üyesi (esas kömür damarı) üzerinde yer alan 5 m lik bir kesimde bitümlü marnlar 1 mm ve daha fazla kalınlıkta laminalanma göstermekte olup yüksek petrol içeriğine ve ısıl değere sahiptir.

Uluslararası literatürde bitümlü kayaçların (oil shale) kullanılabilirliğinde alt sınır % 4 petrol içeriği olarak verilmektedir. % 4-10 petrol içeriği orta kaliteli bitümlü kayaçları, % 10 dan fazla petrol içeriği ise yüksek kaliteli bitümlü kayaçları göstermektedir. Sentetik petrol eldesinde bitümlü kayaçların % 10 petrol içeriği alt sınır olarak verilmektedir.

Bu özellikler dikkate alındığında ekonomik bitümlü marnların, genellikle esas kömür damarı üzerinde bulunan sileksit düzeyini takiben yaklaşık 5 m lik bir kesimde yer aldığı görülmektedir. Bu kesim gri, yeşilimsi gri ve taze kırık yüzeyinde gözlenebilen laminalı yapısı ile üzerindeki diğer seviyelerden ayrılabilir. Seyitömer bitümlü marnlarının ısıl değeri 0-2778 kcal/kg arasında değişmektedir. Bitümlü kayaçların ekonomik ve teknolojik kullanımında kabul edilen uluslararası minimum petrol içeriği sınırı olan % 4, yaklaşık olarak 750 kcal/kg ısıl değere karşılık gelmektedir. Sondajlardan derlenen örneklerin % 75 den fazlasının ısıl değeri 750 kcal/kg' dan daha az olduğundan Seyitömer bitümlü marnları termik santralda katı yakıt olarak değerlendirme limitlerindedir. Bu nedenle VKW (Vereingte Kesselwerke-Düsseldorf, Almanya) şirketine ait 2 MW gücünde akışkan yataklı yakma sistemine sahip pilot santralda Seyitömer bitümlü marnları ve linyitleri değişik oranlarda karıştırılarak yakma deneyleri gerçekleştirilmiştir.

4. SONUÇ

Denemeler sonucunda en uygun karışımın % 80 linyit ve % 20 bitümlü marn olduğu belirlenmiştir. Bu karışım yakıldığında bitümlü marnlar içerdikleri karbonat nedeniyle emici bir özellik göstererek baca gazlarının desülfürizasyonuna yardımcı olmaktadır. Böyle bir uygulama Seyitömer termik santralında özellikle yeni kurulacak olan üniteye gerçekleştirildiğinde, kükürt emisyonlarından kaynaklanan çevresel etkiler en aza ineceği gibi bugüne kadar dekapaj malzemesi olarak atılan enerji hammaddemiz değerlendirilerek ülke ekonomisine kazandırılmış olacaktır. Buna bağlı olarak termik santralda kullanılan kömürden % 20 tasarruf sağlanabilecektir ve bundan sonra rezervini artırma olanağımız bulunmayan kömürün diğer sektörlerde kullanım ömrü uzayacaktır.

5. KAYNAKLAR

- Akdeniz, N. ve Konak, N. 1979. Simav, Emet, Tavşanlı, Dursunbey, Demirci yörelerinin jeolojisi. MTA Raporu, No. 6547 (yayınlanmamış), Ankara.
- Akkuş, M.F. 1962. Kütahya-Gediz arasındaki sahanın jeolojisi. MTA Dergisi, 58, 21-30, Ankara.
- Akyol, Z. 1975. Kütahya-Tavşanlı-Dudaş civarının kurşun, bakır ve barit etüdü. MTA Raporu, No.5279 (yayınlanmamış), Ankara.
- Barutoğlu, Ö.H. 1954. Kütahya Seyitömer linyit yatağı batı şimal parçasının tenörü ve işletmeye elverişliliğine ait ana hatlar hakkında rapor. MTA Raporu, No.2115 (yayınlanmamış), Ankara.
- Baş, H. 1983. Domaniç, Tavşanlı, Gediz, Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi. MTA Raporu, No. 7293 (yayınlanmamış), Ankara.
- Beseme, P. 1969. Seyitömer (Tavşanlı-Kütahya) Monoklinalinin genel jeolojik ve uygulamalı incelemesi. MTA Raporu, No.4673 (yayınlanmamış), Ankara.
- Brelie, G. 1955. Seyitömer-10 sondajının damar profilinin mikropaleontolojik tetkiki. MTA Raporu, No. 2339 (yayınlanmamış), Ankara.
- Brinkmann, R. 1971. The geology of western Anatolia. Geology and history of Turkey (Angus S. Campbell Ed.). The Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, Libya
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A. ve Günay, E. 1978. Uşak yöresindeki Neojen Havzalarının Jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 21, 97-106, Ankara.
- Ercan, T., Dinçel, A. ve Günay, E. 1979. Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege Bölgesindeki yeri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22 (2), 185-198, Ankara.
- Görür, N., Akkök, R., Sakınç, M., Ünal, G. ve Yalıtırak, C. 1996. Türkiye' nin Tersiyer havzaları ve kömür potansiyeli. Türkiye Kömür Arama Hedeflerinin Belirlenmesi ve Arama Yöntemlerinin Saptanması, Yurt Madenciliğini Geliştirme Vakfı Yayınları, 8-37, İstanbul.
- Gün, H., Akdeniz, N. ve Günay, E. 1979. Gediz ve Emet güneyi Neojen Havzalarının jeolojisi ve yaş Sorunları. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 8, 3-13, Ankara.
- Helvacı, C., İnci, U., Yağmurlu, F. and Yılmaz, H. 1987. Batı Anadolu' nun Neojen stratigrafisi ve ekonomik potansiyeli. A.Ü. Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, 3, 31-45, Isparta.
- İnci, U. 1983. Demirci (Manisa) ve Burhaniye (Balıkesir) çevresinin jeolojisi ve bitümlü şeyl olanakları. D.E. Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi (yayınlanmamış), İzmir.
- Kalafatçıoğlu, A. 1964. Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 9, 1-2, 47-62, Ankara.
- Kaya, O. 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün Neojen stratigrafisi ve tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 35-58, Ankara.
- Lebküchner, R.F. 1959. Seyitömer (Kütahya) Neojen sahasında jeoloji ve linyit yatakları ile ilgili yapılan etüdler hakkında rapor. MTA Raporu, No.2985 (yayınlanmamış), Ankara.
- Maucher, A. 1936. Seyitömer linyit havzasının raporu. MTA Raporu, No.108 (yayınlanmamış), Ankara.
- Nakoman, E. 1968. Contribution a l'etude de la microflore Tertiaire des lignites de Seyitömer Pollen et Spores, vol.X, No.3, France.
- Nebert, K. 1960. Tavşanlı' nın batı ve kuzetindeki linyit ihtiva eden Neojen sahasının mukayeseli stratigrafisi ve tektoniği. MTA Dergisi, 54, 8-35, Ankara.
- Pekmezçiler, S. 1953. Seyitömer linyit havzası hakkında rapor. MTA Raporu, No.2025 (yayınlanmamış), Ankara.
- Sarıyıldız, M. 1987. Seyitömer (Kütahya) kuzeybatısındaki kömürlü Neojen kayalarının jeolojisi. D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), İzmir.
- Şengüler, İ. 1994. Bitümlü şeyl. Türkiye Enerji Bülteni, 1, 1, 21-26, Ankara.
- Whateley, M.K.G. 1995. Soma lignite basin, Turkey. Introduction to mineral exploration (Evans A.M. Ed.), 234-257, Blackwell Science, Oxford and Northampton.
- Yavuz, N., Ediger, V.Ş. and Erler, A. 1995. Palynology, organic petrography and geochemistry of the Lower-Middle Miocene coals of the Tavşanlı basin (Kütahya). Yerbilimleri, 17, 87-100, Ankara.
- Ziegler, J. 1936. Bericht über die montangeologischen Untersuchungen im Randgebiet des Kütahya Braunkohlenfeldes Seyitömer. MTA Raporu, No. 110 (yayınlanmamış), Ankara.

EGE DENİZİ'NİN TEKTONİK YAPISI TECTONIC STRUCTURE OF THE AEGEAN SEA

Mustafa ERYILMAZ, *Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, 81647, Çubuklu-İSTANBUL*
Fulya YÜCESOY-ERYILMAZ, *İTÜ Gemi İnşaatı ve Deniz Bilimleri Fak, 80626, Maslak-İSTANBUL*

ÖZET

Ege Denizi'nin ana yapısal, stratigrafik ve sedimentolojik özelliklerini ortaya koyabilmek amacıyla bölgeden alınmış yansıma sismik verileri değerlendirilmiştir. Kırık ve fay izleri Kuzey Ege Denizi'nin doğu kesimindeki Kuzey Ege Çukurluğu'nda, bunun güneyinde ve Batı Anadolu'da KD-GB yönlerinde uzanmaktadır. Yunanistan ve Kiklad'ların bulunduğu kısımda Ege'nin batısında KB-BD yönlerde, Ege'nin güneyinde ise batıda KB-GD doğuya doğru D-B ve güneybatı Türkiye kıyılarında KD-GB yönlerinde uzanmaktadır. Fay sistemleri, Neojen fay kinematığının KD-GB ve KB-GD doğrultulu iki ana yönde geliştiğini göstermektedir. Jeolojik kesitler, Ege Denizi'nin çeşitli alanlarında oluşan çökmelerin yüksek atımlı normal faylarla sınırlandırıldığı ve gelişmelerin bu faylara bağlı olduğunu göstermektedir. Bu fayların bazılarında normal atımın yanında yanal atımlar da mevcuttur

ABSTRACT

In this work seismic reflection data have been reinterpreted to explore the main structural, stratigraphic and sedimentologic features of the Aegean Sea. In the Northeast Aegean Sea fault trends are dominantly NE-SW directions while they have NW-SE direction in the Northwest Aegean Sea. In the southwest Aegean Sea the fault systems are E-W and NW-SE directions. In the southwest Anatolian coasts are generally bounded with NE-SW trending normal faults. This fault systems in the Aegean Sea indicate that fault kinematics was developed in two main directions: NE-SW and NW-SE. Seismic data indicate that depressions in the Aegean Sea are bounded with normal faults with large displacements, hence, it is suggested that the tectonic evolution of the Aegean Sea formed by normal faults.

1. GİRİŞ

Orta Miyosen sonlarında başlayan gerilme hareketlerine bağlı olarak gelişen Neojen fay tektonizması sonucu, Ege Denizi ve yakın çevresi, yoğun kırıklı bir yapı kazanmıştır. Meydana gelen yapısal çerçeve sonucu birbirleriyle ilişkili bir kaç on kilometre mertebesindeki birçok yapılar oluşmuştur. Bu tektoniğin en belirleyici özelliği, büyük atımlı normal veya listrik fayların temsil ettiği belirli doğrultudaki trendlerdir. Ege Bölgesinin neotektonik gelişimi hakkında birçok araştırmalar yapılmıştır (Allan ve Morelli, 1971; Mc Kenzie, 1972, 1978; 1990; Needham, 1973; Psani ve Gantar, 1975; Brooks ve Ferentinos, 1980; Brooks ve Williams, 1982; Le pichon ve Angelier, 1981; Lyberis, 1984; Turgut, 1987a, b; Martin, 1987; Mascle and Martin, 1990). Günümüze kadar, Ege Denizi'nde özellikle petrol arama amaçlı oldukça yoğun sismik etüdüler yapılmıştır. Bu çalışmalar Ege Denizi'nin doğusunda, özellikle kuzeydoğusunda yoğunlaşmıştır. Ege Denizi'nin batısına ait sismik veri sınırlıdır. Bu çalışmada,

Ege Denizi'nin ana yapısal, stratigrafik ve sedimantolojik özelliklerini ortaya koyabilmek amacıyla, uygun grid aralıkları ile, bölgede çeşitli araştırmacı kişi ve kuruluşlar tarafından alınmış yansıma sismik verileri değerlendirilmiştir (Needham, 1973; Martin, 1987). Kesitlerde değişik çökelim şartlarının ürünü istiflerin sınırlarını belirleyen seviyeler korele edilmeğe çalışılmıştır. Ege Denizi'ndeki kırık ve fay izleri Ege Denizi batimetri haritasına işlenmişlerdir. Ancak bölgedeki araştırmalar her yerde aynı miktar ve ayrıntıda olmadığından bu haritada bazı yerlerde boşlukların olması önlenememiştir. Bölgede görülen derin deniz alanları faylarla sınırlanmış havzaları işaret etmektedir. Bu nedenlerle sualtı morfolojisini iyi bilmek Ege Denizi'nin tektonik yapısını tesbit etmek açısından çok önemlidir.

2. EGE DENİZİ'NİN BATİMETRİSİ MORFOLOJİK YAPISI

Ege Denizi'nin batimetrik yapısı büyük ölçüde tektonik kontrollüdür. Ege'deki çukurlukların kenarlarının dik eğimli yamaçlarla çevrili olması ve yamaçların uzanışının doğrusal bir karakter göstermesi, bunların eğim atımlı normal faylarla geliştiğini işaret etmektedir. Ege Denizi'ndeki sığ kesimler bitişik oldukları anakaraların morfolojik karakterlerini taşımakta ve onların sığ su altında kalmış devamlarıdır. Ege Denizi'nde Saroz Körfezi'nin hemen açıklarından başlayan KB-GD yönünde devam ederek Kuzey Sporadlar'a kadar uzanan, oradan KB-GD yönünde Oniki Adalar'a kadar devam eden ve Yamurğî (Amorgas) Adası civarından Girit'in kuzeyine doğru kıvrılan ve genellikle "S" biçiminde Ege'yi boydan boya kateden hendek ve çukurluklar uzanmaktadır (Şekil 1). Bu "S" biçimindeki çukur sahalar Ege'nin en derin yerlerini oluşturmaktadır ve derinlik genel olarak 1000 m'den fazladır (Allan ve Morelli, 1971; Needham ve diğ., 1973; Erinç ve Yücel, 1988; Books and Ferentinos, 1980; Martin, 1987; Mascle and Martin, 1990). Girit'in kuzeyinde bu çukurluğun derinliği daha da artar, Kerpe (Karpatos) Adası'nın hemen batısında 2529 m, Girit'in kuzeyindeki havzada ise 2265 m'yi bulur. Anadolu kıyıları'nda Gökova Körfezi (1042 m) ve Kuşadası Körfezli (620 m) en derin körfezleri oluşturmaktadır. Ege'nin diğer kesimlerinde derinlik genel olarak 100-500 m arasında değişir ve Anadolu açıklarında 100 m batimetrisi üzerinde kuzeyden güneye doğru Semadirek (Somatraki), Gökçeada, Limni (Limnos), Bozcaada, Midilli (Lesbos), Sakız (Khios), Sisam Samos), Oniki Adalar bulunmaktadır. Adaların kenarlarında diğer sahalarla nazaran derin yerlere de rastlanmaktadır. Nitekim Skiros Adası'nın güneyinde 801 m, Sisam'ın kuzeyinde ise 1042 m derinlikte çukurluklar bulunur (Şekil 1).

3. TEKTONİK YAPI

Ege Denizi fay tektonizması, Orta Miyosen sonlarında başlayan gerilme hareketlerine bağlı olarak gelişmiştir. Özellikle sismik veriler Ege Denizi'nin fay tektoniğini çok iyi yansıtmaktadırlar. Tektoniğin en belirleyici özelliği, birbirleriyle ilişkili bir kaç on kilometre uzunluğundaki yapılardan oluşmuş, büyük atımlı normal veya listrik fayların temsil ettiği belirli doğrultudaki trendlerdir. Çok kesin olarak ortaya konulmamış olmakla beraber Kuzey Ege Denizi'nde Neojen fay trendleri Türkiye'ye yakın kıyılarda KD-GB doğrultusunda, Yunanistan'a yakın kıyılarda ise KB-GD doğrultusunda uzanırlar. Orta Ege'deki faylar ise KB-GD trendini izlemektedirler. Daha güneyde Girit adasının kuzeyinde gelişen Girit Teknesi'nde fay sistemleri D-B veya KB-GD doğrultusunda yer almaktadır. Yine Batı Anadolu kıyılarına bakıldığında genelde D-B doğrultusunda normal faylarla sınırlanmış graben havzaları görülmektedir. Fay sistemleri, Ege Denizi'ndeki Neojen fay kinematığının KD-GB ve KB-GD doğrultulu iki ana yönde geliştiğini göstermektedir.

Sismik kesitler, Ege Denizi'nin çeşitli alanlarında oluşan çökmelerin yüksek atımlı normal faylarla sınırlı olduğunu ve dolayısıyla gelişmelerin bu faylara bağlı olduğunu göstermektedir. Bu fayların bazılarında normal atımın yanında yanıl atımlar da mevcuttur. Sismik kesitlerde en derinde izlenen seviye genelde temel olarak düşünülebilir. Ancak çökellerin kalın olduğu yerlerde bu seviyeyi izlemek zordur. Bazı alanlarda bir uyumsuzluk yüzeyi olarak izlenen seviyeler Miyosen tabanı olarak yorumlanmıştır. Ege Denizi'nin kuzeyinde büyük basenlerin ve en kalın sedimanların yer aldığı gözlenmektedir. Kalınlıkları yer yer 3000 m'yi aşmaktadır. Bu alanda genç grabenler içerisinde düzgün refleksiyonlar veren kalın çökeller çökelmiştir. Grabenler oldukça dik yamaçlı ve deniz tabanına kadar varan genç faylarla oluşmuşlardır. Tektonik trendler genelde DKD-BGB yönlü olup Anadolu anakarasından çıkan trendlerle uyum halindedir. Orta Ege Denizi'nde çökel kalınlığı daha incedir. Bu alanda refleksiyon karakteri



Şekil 1. Ege Denizi Batimetri Haritası (Eryılmaz, 1996).

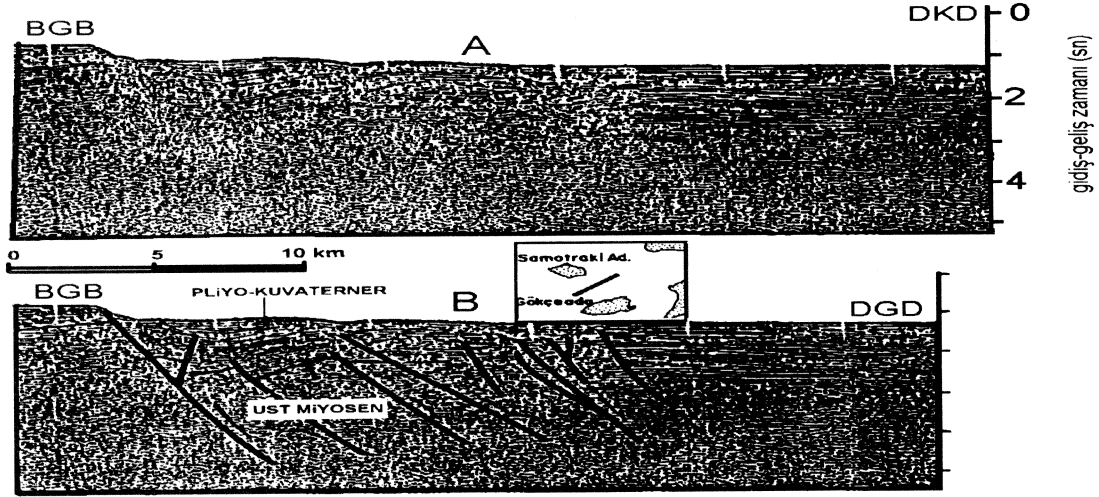
bozulmaktadır. En ince çökel ise Güney Ege'de yer almaktadır (Martin, 1987; Turgut, 1987a,b; Eryılmaz ve diğr., 1998 a,b,c).

Basenleri sınırlayan fayların çukurluklar boyunca devamlı olmadıkları, kesikli olarak ve hatta bazılarının sıçramalar yaparak (en echelon) devam ettikleri görülmektedir. Ege Bölgesi'ndeki çukurlukların oluşmasında K-G yönündeki bir tektonik gerilme rejiminin etken olduğu anlaşılmaktadır. Ancak bu gerilmenin ortaya çıkardığı genişlemenin nedeni ve özelliklerini tam olarak anlamak için veriler henüz yeterli değildir. Yukarıda değinilen çukurluklar dışında bu alan içinde Kuvaterner fay tektonizması ile oluşmuş bu bütünlüğü bozan ve bir sınır niteliğinde herhangi bir yapı bulunmamaktadır. Dolayısıyla Ege Denizi'nin bu kesimi Batı Anadolu'nun uzantısında bu güncel tektonik alan içinde yer almaktadır.

3.1. Kuzey Ege

Saroz Körfezi, batıya doğru ilerledikçe basamak faylarla derinleşmektedir. Kesitin batı ucunda Miyosen diskordansı açıkça görülmektedir. Körfezi K-G yönlü kateden sismik hatlarda genç faylar oldukça belirgindir. Saroz Grabeni'ni oluşturan Kuzey Anadolu Fay sisteminin güney ve kuzeyindeki birimleri birbirleri ile korele etmek imkansız görülmektedir. Bu fay zonu DKD-BGB yönünde devam etmektedir. Ege Denizi'nin kuzeyinde yer alan KD-GB doğrultulu fay sistemleri bu alanda oluşmuş Saroz-Kuzey Ege Çukurluğu ile bir paralellik gösterirler. Kuzey Ege'deki derinlik haritasında bunu destekler. Ege Denizi'nin çeşitli yörelerinde açılmış kuyulardan geçen stratigrafik kesit, Ege Denizi'nin çeşitli alanlarında gelişmiş Neojen havzalarının yüksek atımlı normal faylarla oluştuğunun en iyi göstergesidir (Turgut,1987). Thasos, Limnos, Somatraki ve Gökçeada Adaları arasında Kuzey Ege çukuru yine "V" şeklinde üç ayrı havzadan oluşmuştur. Limnos Adası kuzeyinde yer alan ve bunlardan en derin olan çukurluğun, kalın evaporitli Messiniyen klastikleri ile üstte daha düzenli Pliyo-Kuvaterner istifi ile dolu olduğu

görülmemektedir. Sismik kesitlerde ayrıca, bu kesimin yoğun blok faylanma türü tektonik etkinliğe maruz kaldığı görülmektedir. Daha doğuda bulunan iki havza KKD-BGB yönlü gelişmiş pull-apart türü havzalardır. Bunların K ve G kenarlarında izlenen yoğun kütle hareketleri faylanmanın aktif olarak günümüzde de sürdüğünü göstermektedir (Le pichon ve Angelier, 1981; Lyberis, 1984; Mascle ve Martin, 1990; Eryılmaz, 1996; Görür ve diğr. 1992; Eryılmaz ve diğr., 1998 a,b; Alpar ve diğr.,1998). Bozcaada ve Gökçeada civarında ve Gökçeada kuzeyinde Miyosen tabanı uyumsuzluğu altında gözlenen seviyeler olasılıkla Eosen içindeki seviyelere karşılık gelmektedir. Bölgede deniz tabanını kesen genç faylar görülmektedir. Bu bölgede çok kalın bir çökel vardır ve temel Bababurnu'na doğru ilerledikçe sığlaşmakta, E-W yönlü bir fayla tekrar körfeze doğru derinleşmektedir. Midilli (Lesvos) ve İskiri (Skiros) Adaları arasında kalan bölgede yer yer volkanik olaylar gözlenmektedir. Bu alanda faylarla oluşmuş ve oldukça kalın sedimanların çökeldiği basenler yer almaktadır (Lalechos ve Savoyat,1977; Brooks ve Williams, 1982; Carver ve Bolinger, 1982; Martin, 1987) (Şekil 2).

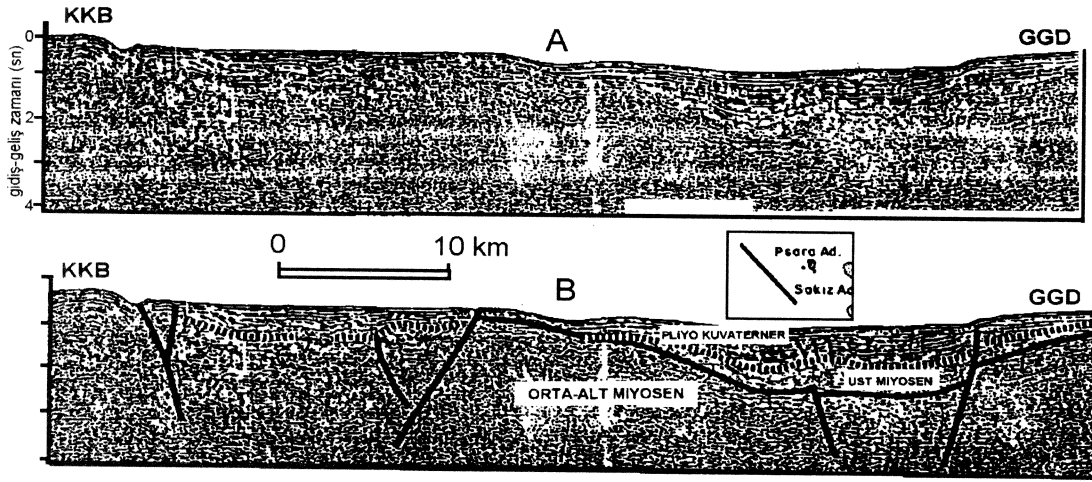


Şekil 2. Kuzey Ege Denizi, Semadirek (Somatraki)-Gökçeada çöküntü bölgesinin yapısını ve çökel istifini gösteren KD-GB yönlü sismik profil. A: Yorumlanmamış kayıt, (Martin, 1987'den alınmıştır) B: Yorumlanmış kayıt.

3.2. Orta Ege

Orta Ege Denizi'nde yapılmış çeşitli araştırmalardan sismik olarak üç tabakanın varlığı saptanmıştır (Mascle ve Martin, 1990; Eryılmaz, 1996). Bunlar temel, kaotik iç yapılı ve evaporitli Mesiniyen ile en üst ve düzenli tabakalaşmalı Pliyo-Kuvaterner istifleridir. Bu ünitelerin dağılım ve yayılımlarıyla sismik karakteristikleri, yersel tektonikle sıkı bir şekilde kontrol edilmektedir. Ege Denizinin bu kesimi kuzeyine benzer şekilde egemen yapısal trendler gözetilerek iki ana bölge şeklinde incelenebilir. İskiri (Skiros) adası güneyindeki çukurluk KB-GD ve N 60°-70 °D yönlü faylarla oluşturulmuştur. Bu havzanın kuzey kesimi KB'ya bakışlı ve eğik fay blokları şeklinde, güneye ise, 1000 m'den fazla atımlı bir normal fay ile sınırlıdır. Havzanın bu kesimindeki çökel istifinin en üst kesiminde gözlenen deformasyonlar, bu fayın günümüzde de aktif olduğunu vurgulamaktadır. Andros Adası kuzeyi havzası çok kalın çökel dolgusu olan çukurluktur. KD-GB yönünde uzanan horst benzeri yapı ile ikiye ayrılmıştır. Kuzeydeki kesim Messiniyen evaporitli seriyi içermekte ve 20 km genişlikteki yarım graben şeklinde GD'ya doğru uzanmaktadır. Güney havza genelde KD-GB yönlü olup, aşınmakta olan eğik taban blokları ile sınırlıdır (Allan ve Morelli,1971; Mc Kenzie, 1972; 1990; Needham, 1973; Psani ve Gantar, 1975; Le pichon ve Angelier, 1981; Turgut, 1987a, b; Martin, 1987; Mascle and Martin, 1990). Ege Denizi'nin doğu kenarını oluşturan Batı Anadolu Kıyıları genelde K 60°-80°D yönünde uzanan körfezler içermektedir. Bunlar Batı Anadolu'daki Neojen grabenlerinin batı uzantılarını oluştururlar ve daha önce tektonize olmuş üniteleri keserler. Bu grabenlerin ilki Edremit Çukuru olup, Lesvos Adası'nın kuzeyinde iki KD-GB uzanımlı asimetrik graben şeklindedir. Edremit Körfezi'nde kuzey ve güneyden geçen faylarla sınırlanmış bir graben gelişimi sismik hatlarda gözlenmektedir. Temel, grabenin merkezi dışında izlenebilmektedir. Turgut 1987'e göre Ege'de açılan petrol arama amaçlı kuyu kesitlerinde Pliyosen çökel tabanı klavuz seviye olarak alındığında Pliyosen başlarında Prinos ve Edremit havzaları çökmektedir, buna karşılık Limni dolayları yükselmektedir. Grabenin kuzeyini sınırlayan DKD-BGB

yönünde uzanan fay ise listrik fay olarak yorumlanmaktadır. Güncel sedimanların altında yer alan seviyeler Neojen üstüne karşılık gelmekte, bunun altına gelen seviyeler ise büyük bir olasılıkla Neojen içerisindeki bir seviyeye karşılık gelmektedir. Grabenin kuzey kısımlarında çökeller kalınlaşırken, güneye doğru inildikçe temel sığlaşmaktadır. Bu alanda genç birimlerle Neojen ve daha yaşlı seriler bariz refleksiyon karakterleriyle birbirinden ayrılmaktadır. Bunlar içinde temel üzerinde olası Messiniyen sismik karakteristikleri gösteren ve K 10°D yönlü faylarla parçalanmış bir dolgu ile onun üzerinde sürekli ve düzenli tabakalı Pliyo-Kuvaterner dolgu bulunur. Havzanın KD'sundaki KD-GB yönlü faylar genç dolguyu da kestiklerinden günümüzde aktif faylardır Midilli (Lesvos)-İpsara (Psara) Adaları arasında yapısal açıdan hayli karmaşık bir havzalar topluluğu yer alır. Genelde kalın çökel dolgu içeren bu çukurluklar K 60° B yönlü fay sistemi ile sınırlıdır. Sismik veriler temel üzerinde Üst Miyosen yaşlı bir birim ve üzerinde de büyük kütle kaymaları içeren Pliyo-Kuvaterner yaşlı bir ünite olduğunu göstermektedir. Ipsara (Psara) Adası batısındaki havza daha ince bir çökel bir dolgu içerir. Bu havza KD-GB yönünde uzanan bir horst ile iki as çukurluk halinde bölünmüştür. Bunlardan güneybatıda yer alanı içerisinde diyapir türü deformasyon ile kütle kaymaları şeklinde kaotik bir iç yapı izlenir. Havzanın KB kenarında ise, doğrultu atımı düşündüren sismik işaretler mevcuttur. Bu yapılar havzanın halen bölgede hüküm süren aktif tektonikten etkilendiğini belirtmektedir (Turgut, 1987; Mascle ve Martin, 1990; c ; Eryılmaz ve diğr., a,b,c; Eryılmaz-Yücesoy, 1998) (Şekil 3).

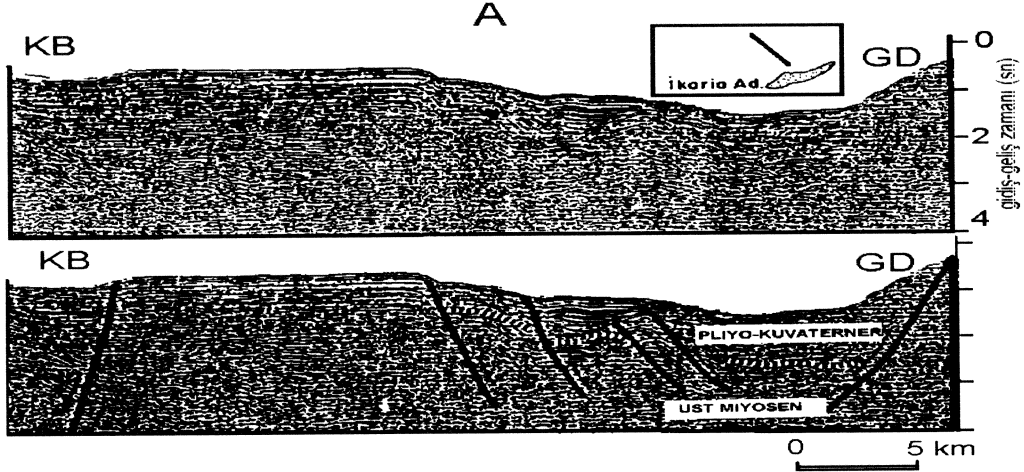


Şekil 3. Orta Ege Denizi, Edremit Körfezi graben havzasının yapısını ve çökel istifini gösteren KB-GD yönlü sismik profil. A: Yorumlanmamış kayıt, (Martin, 1987'den alınmıştır) B: Yorumlanmış kayıt

Çandarlı Körfezi'nin kuzeyinde yer alan bölgelerde temel seviyeler görülmemiştir. Körfezin orta kısmında izlenebilen temel, İzmir Körfezi'nde Foça-1 kuyusunda evaporitlerin üstüne karşılık gelmektedir. Kuşadası Körfezi'nde, bölgenin batısında yer alan saha içerisinde çökeller 1000 m kalınlığa ancak ulaşmaktadır. Buralarda temel seviyeleri rahatlıkla izlenebilmektedir. Körfezin kuzeyinde gelişen faylarla sınırlı grabende yaklaşık 3000 m sediman kalınlığı görülebilmektedir. Grabenin merkezinde ve güneyinde çökel Neojen olarak yorumlanmaktadır ve incedir. Kuşadası Körfezi güneyinde yer yer kalınlığı 2000 m civarına çıkan çökel Kuvaterner yaşlı olarak düşünülmektedir. Orta Ege'de sediman kalınlığı azalmaktadır. Buralardaki basenler küçük ve yöreseldir (Turgut, 1987a).

3.3. Güney Ege

Güneye doğru Büyük Menderes Neojen graben sisteminin bir uzantısı olan Samos-İkaria Havzaları yer alır. Bu havza 15 km genişlikte asimetric bir graben şeklinde olup, güneyden önemli bir fay zonu ile sınırlıdır. Havzanın içinde sayısız kayma çökel zonu içeren Pliyo-Kuvaterner dolgu altında, yine kaotik iç yapı fakat, evaporit aratabakalı Mesiniyen istifi mevcuttur. Adaların kuzey yamaçlarının morfolojisi fayların en eşelon sıralandığını göstermektedir. Ege'de Büyük Menderes Körfezi'nin denize döküldüğü deniz alanı ve civarında temel çok sığdır ve Neojen çökellerin kalınlığı 1000 m'yi bulmaz. Güllük ve Gökova Körfezleri'nde ise çökel kalınlığı 500 m'yi aşmaz. Güney Ege'de ise adalar civarında temel oldukça sığdır ve yer yer deniz tabanına kadar yükselmektedir. Buralarda küçük çaptada olsa basenler gözlenmektedir (Turgut, 1987a,b; Eryılmaz 1996; Eryılmaz ve diğr., 1998 a,b,c) (Şekil 4).



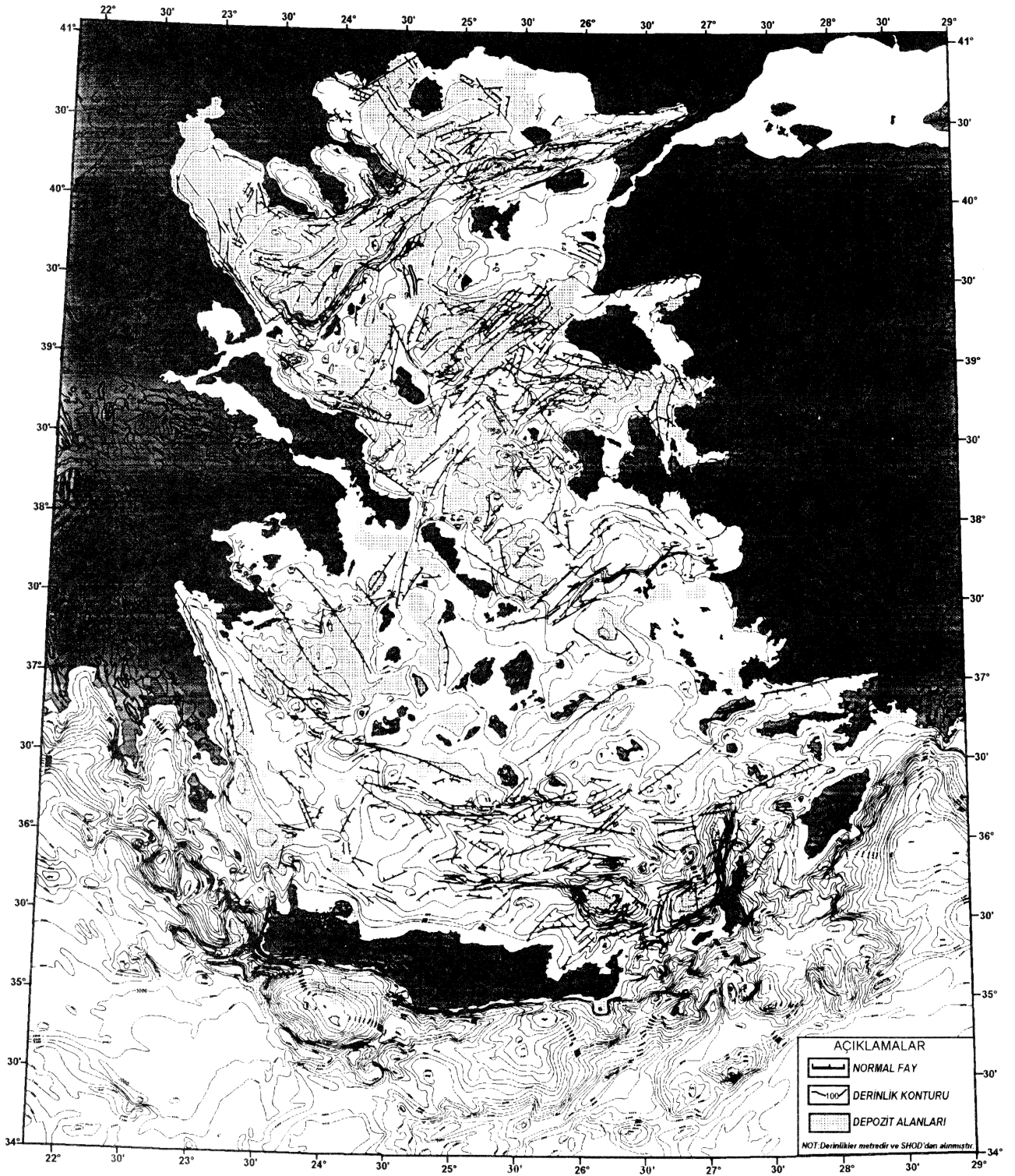
Şekil 4. Güney Ege Denizi, Menderes Graben Sistemi'nin uzantısı olan Samos-İkaria Havzası'nın yapısını ve çökel istifini gösteren KB-GD yönlü sismik profil.A: Yorumlanmamış kayıt, (Martin, 1987'den alınmıştır) B: Yorumlanmış kayıt.

4. SONUÇLAR

Orta Miyosen sonlarında gerilme hareketlerine bağlı olarak Ege Denizi'nde tektoniğin en belirleyici özelliği, büyük atımlı normal veya listrik fayların temsil ettiği belirli doğrultudaki trendlerdir. Bu kırık ve fay izleri Ege Denizi batimetri haritasına işlenmişlerdir (Şekil 5). Ancak bölgedeki araştırmalar her yerde aynı miktar ve ayrıntıda olmadığından bu haritada bazı yerlerde boşlukların olması önlenememiştir. Kırık ve fay izleri Ege Denizi'nin doğu kesimindeki Anadolu Çukurluğu'nda bunun güneyinde yer alan Ege Denizi'nin doğu kesiminde ve Batı Anadolu'da KD-GB yönlerinde uzanmaktadır. Fayların Anadolu Çukurluğu'nun kuzeyinde, Yunanistan ve Kiklad'ların bulunduğu kısımda da dahil olmak üzere Ege'nin batısında ve Orta Ege'de faylar az sayıda olmakla beraber KB-GD trendini izlemektedirler. Bu kesimde fayların az sayıda görülmesi, fayların azlığından değil, fakat sismik verilerin az olmasından kaynaklanmaktadır. Daha güneyde Girit Adası'nın kuzeyinde gelişen Girit Teknesi'nde fay sistemleri D-B veya KB-GD doğrultusunda yer almaktadır. Yine Batı Anadolu kıyılarına bakıldığında genelde D-B doğrultusunda normal faylarla sınırlanmış graben havzaları görülmekle beraber güneybatı Türkiye kıyılarında KD-GB yönlerde uzandıkları görülmektedirler. Fay sistemleri, Ege Denizi'ndeki Neojen fay kinematığının KD-GB ve KB-GD doğrultulu iki ana yönde geliştiğini göstermektedir.

Ege Denizi'nin kuzey kısmında fayların doğrultularının değişmesi aniden olmakta ve burada Kuzey Ege Çukurluğu bir sınır şeklinde yer almaktadır. Benzer şekilde keskin bir dönüş ile batıda bu değişim Sporad'lar ile Kiklad'lar arasında KB-GD yönünde uzanan bir çukurluk sınır olmak üzere meydana gelmektedir. Ege'nin güneyinde ise fay doğrultularının değişimi tedricen olmakta ve burada Girit Adası'nın kuzeyinde yer alan bir çukurluklar dizisi bulunmaktadır. Türkiye'ye yakın kıyılarda KD-GB doğrultusunda, Yunanistan'a yakın kıyılarda ise KB-GD doğrultusunda uzanan bu iki trend güneybatı ve güneydoğuya doğru uzandıklarında kuzeybatıda Hırsız (Piperi) ve İskiri (Skiros) Adaları'nın doğusundan, güneydoğuda ise Ahikerye (Ikaria) Adası'nın batısından geçen KB-GD yönünde çizgisel zonun tektonik kontrollü olduğu anlaşılmaktadır.

Sismik kesitler Ege Denizi'nin çeşitli alanlarında gelişmiş Neojen havzalarının yüksek atımlı normal faylarla oluştuğunun en iyi göstergesidir. Ege Denizi'nin çeşitli alanlarında oluşan çökmelerin yüksek atımlı normal faylarla sınırlı olduğunu ve dolayısıyla gelişmelerin bu faylara bağlı olduğunu göstermektedir. Bu fayların bazılarında normal atımın yanında yanıl atımlar da mevcuttur. Ege bölgesinde çukurlukların kenarlarında yer alan faylar çukurlukların çökmelerle oluştuğunu göstermektedir. Ancak bu fayların çukurluklar boyunca devamlı olmadıkları, kesikli olarak ve hatta bazılarının sıçramalar yaparak (en echelon) devam ettikleri görülmektedir. Ege Bölgesi'ndeki çukurlukların oluşmasında K-G yönündeki bir tektonik gerilme rejiminin etken olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 5. Ege Denizi tektonik yapıları haritası (Eryılmaz, 1998, b)

Ancak bu gerilmenin ortaya çıkardığı genişlemenin nedeni ve özelliklerini tam olarak anlamak için veriler henüz yeterli değildir. Bu çukurluklar dışında bu alan içinde Kuvaterner fay tektonizması ile oluşmuş bu bütünlüğü bozan ve bir sınır niteliğinde herhangi bir yapı bulunmamaktadır.

5. KAYNAKLAR

- ALAN, T.D. and MORELLI, C.,(1971): A Geophysical study of the Mediterranean Sea.Bull. Geoph. teor. appl.vol. 13, no: 50, pp: 99-142
- ALPAR, B., YALTIRAK, C. ve ERYILMAZ, M., (1998): Çanakkale Boğazı ve Ege Denizi çıkışı Pliyo-Kuvaterner oluşukların sismik yöntemlerle araştırılması, Ulusal Deniz Araştırmaları Programı, Deniz Jeol. Türkiye Deniz Araştırmaları, Workshop-IV, 14-15 Mayıs 1998, İstanbul, İ.Ü.,s: 39-44.
- BROOKS, M. and FERENTINOS, G., (1980): Structure and evolution of the Sporadhes basin of the North Aegean Trough. North Aegean Sea. Tectonophysics, 68, pp:15-30
- BROOKS, M.,and WILLIAMS, G:D.(1982): Extensional tectonics in Neogene and Quaternary sequences at the western margin of the Axios basin, J.Geol.Soc.LONDON, 9,pp:293-297
- CARVER, D. ve BOLLINGER, G.A., (1981): Aftershocks of the June 20, 1978, Greece, earthquake: a multimode faulting sequence. Tectonophysics, 73, pp: 343-363.
- ERİNÇ, S. ve YÜCEL, (1988):Ege Denizi, Türkiye ile komşu Ege Adaları, Türk Kültürünü Arşt. Enst. Yay. 84, seri: VII-sayı:A.6, Ankara
- ERYILMAZ, M., (1996): Ege Denizi'nde Anadolu'nun doğal uzantısının saptanmasında kullanılan yerbilimleri kriterleri, Doktora tezi, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, 178 s, İstanbul.
- ERYILMAZ, M., ERYILMAZ-YÜCESOY,F., DOĞAN, E., YÜCE, H. ve BAYRAKTAR, T., (1998,a): Ege Denizi'nin sualtı morfolojisi ve Anadolu'nun Doğu Ege Denizi'ndeki doğal uzantısı 51 Türkiye Jeoloji Kurultayı (16-20 Şubat 1998) bildiri özleri kitabı, s 60-61, Ankara.
- ERYILMAZ, M.,DOĞAN,E. ve ALPAR, B. (1998,b): Ege Denizi fay tektoniği ve çökel yapısı, Ulusal Den. Arş. Prg. Deniz Jeol. Türkiye Deniz Arş., Workshop-IV, 14-15 Mayıs 1998, İ.Ü.,s:176-182.
- ERYILMAZ, M., ALPAR, B., DOĞAN,E., YÜCE, H. And ERYILMAZ YÜCESOY, F., (1998,c): Underwater morphology of the Anotolian mainland, Turkish Jour. of Mar. Sci.,Vol:4,no:2, p 61-74.
- ERYILMAZ, M., ERYILMAZ-YÜCESOY,F., (1998): Kıta sahanlığı-Doğal uzantı kavramları ve Ege Denizi'ndeki kıta sahanlığı sorunu, Türkiye Kıyı ve Deniz Alanları Ulusal Konferansı, Editör: E. ÖZHAN, Ankara, Türkiye Kıyıları 98 Konf. Bil. kitabı, 22-25 Eylül 1998, ODTÜ, s: 737- 748.
- FERENTINOS, G., BROOKS, M.and COLLINS, M., (1981):Gravity induced deformation on the north flank and floor of the Sporades Basin, of the N Aegean Trough. Mar. Geol.,44,pp:298-302
- GÖRÜR, N., OKTAY, F.Y., ERYILMAZ, M., BODUR, M.N. ve GÖKAŞAN, E., (1992): Ege doğal uzantısı. İTÜ ve SHOD ortak raporu, SHOD arşivi, İstanbul.
- LE PICHON, X.and ANGELIER, J.,(1981): The Aegean Sea. Phil.Trans.Roy.Soc.300, pp:357-372, London.
- LYBERIS, N., (1984): Tectonic evolution of the North Aegean Trough.In,Discon, J.E. ve Robertson, A.H.F.,(eds.), Geological evolution of the Eastern Mediterranean. Spec.Publ.Geol.Soc.London, Blackwell Scientific Publ. Vol:17, pp: 709-725
- MARTIN, L., (1987): Structure et evolution recente de la mer egee: Apports D'une etude par sismique refleksiyon, These de Doctorat, L'Univesite Paris, p.305
- MASCLE, J. and MARTIN, L., (1990): Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A Synthesis based on continuous reflection profiles, Marine Geology, 94, pp: 271-299.
- Mc KENZIE, D.,(1972):Active tectonics of the Mediterranean Region. Geophys.J.R.Astron.Soc. London, 30, pp: 109-185
- Mc KENZIE, D., (1978): Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt:TheAegean Sea and surrounding regions. Geophys.J.R.Astron.Soc.London, 55 (1), pp: 217-254.
- NEEDHAM, H.D., LE PICHON, X., MELGUEN, M., PAUTOT, G., RENARD, V., AVEDIK , F.and CARRE, D., (1973): N. Aegean Sea through:1972 Jean Charcot Cruise. Bull.Geo. Greece, v.10,pp 152-153.
- TURGUT, S.,(1987a): Ege Denizi ve dolaylarının tektonik evrimi ve hidrokarbon olanakları. TPAO, TURGUT, S.,(1987b):Ege Denizi'nin paleocoğrafik gelişmesine ait rapor,TPAO,Ankara,(SHOD arşivi)

ELAZIĞ YAKIN KUZEYİNİN STRATİGRAFİSİ ve TEKTONİĞİ STRATIGRAPHY and TECTONICS of NORTHERN VICINITY of ELAZIĞ

Murat İNCEÖZ, Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü 23 119 Elazığ.

ÖZET

İnceleme alanında Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfikleri, Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatikleri, Maastrichtiyen yaşlı Harami formasyonu, Orta-Üst Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu, Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonu ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı Palu formasyonu yüzeylemektedir. Keban Metamorfikleri tümüyle masif mermerlerden oluşmaktadır. Elazığ Magmatikleri inceleme alanında granit, granodiyorit, tonalit, diyorit, kuvarsdiyorit gibi derinlik; aplit, mikrodiyorit, diyabaz gibi yarı derinlik; bazalt, andezit, bazaltik yastık lav, spilitik bazalt ve dasit gibi volkanik kayalarla temsil edilmektedir. Elazığ Magmatikleri'ni açılı uyumsuzlukla örten Harami formasyonu tabanda kırmızı renkli konglomera ve kumtaşlarından oluşmakta, üste doğru ise kumlu kireçtaşı ve kireçtaşlarıyla devam etmektedir. Bu birimleri uyumsuz olarak örten Kırkgeçit formasyonu konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve kalkarenitlerden oluşmaktadır. Kendisinden yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelen Karabakır formasyonu piroklastit, olivinli bazalt, andezit ve konglomeralardan oluşmaktadır. Çalışma alanının en genç birimi, karasal konglomera ve kumtaşlarından meydana gelen Pliyo-Kuvaterner yaşlı Palu formasyonudur. Çalışma alanındaki tektonik yapılar bölgenin geç Alpin orojenez döneminde, yaklaşık KKB-GGD doğrultulu sıkışmanın etkisinde kaldığını göstermektedir. Bu sıkışma, Arabistan Levhası'nın kuzeye yönelik görece hareketinden kaynaklanmaktadır. Bölgenin jeotektonik evrimini oluşturan olaylar dizisinde, Üst Triyas'ta oluşmaya başlayan Neotetis okyanusunun güney kolu ve İç Torid okyanusunun Alt Kretase'den itibaren kapanması, kapanmanın Orta Miyosen'de tamamlanması önemli aşamalardır.

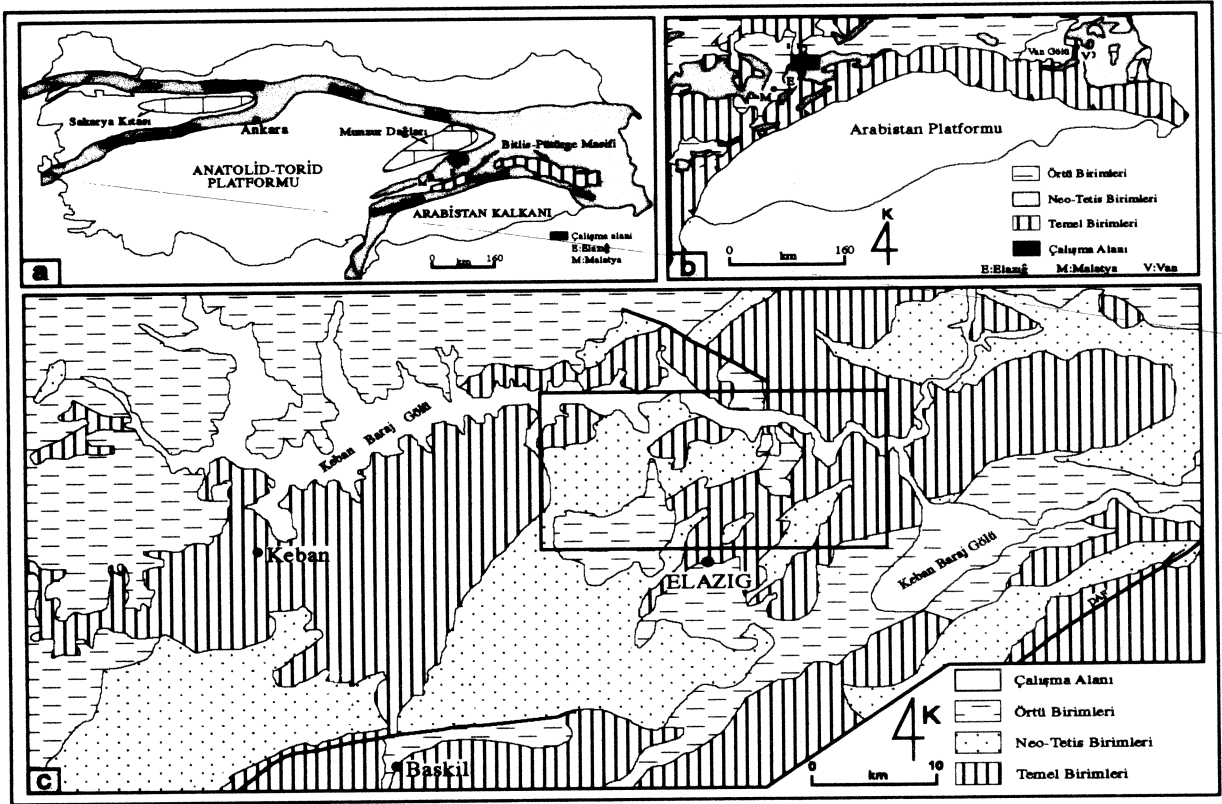
ABSTRACT

The rocks units of the study area, from bottom to top are Keban Metamorphics (Permo-Triassic), Elazığ Magmatites (Cenonian), Harami formation (Maastrichtian), Kırkgeçit formation (Middle-Upper Eocene), Karabakır formation (Lower Pliocene) and Palu formation (Plio-Quaternary). Keban Metamorphics consists of massive marbles. In the study area, the Elazığ Magmatites are represented by plutonic rocks of various kinds such as granite, granodiorite, tonalite, diorite and quartzdiorite; subvolcanic rocks such as aplite, microdiorite and diabase; volcanic rocks such as basalt, andesite, basaltic pillow lava, spilitic basalt and dasite. The Harami formation which conformably overlies the Elazığ Magmatites, consists of red colored conglomerates and sandstones at the base and grades upwards into sandy limestones and limestones. The Kırkgeçit formation which unconformably overlies older units consists of alternating layers of conglomerate, sandstone and mudstone at the base and calcarenites at the top. The Karabakır formation covers unconformably the older units and consists of olivine basalts, andesite, pyroclastites and conglomerates. The youngest unit of the study area is Plio-Quaternary Palu formation consisting of conglomerates and sandstones. In the study area, tectonic structures show that the area has been affected by approximately a NNW-SSE trending compression during late Alpin orogeny. This compression is related to the relative motion of the Arabian Plate towards to north. The sequences of geotectonic movements which shaped geotectonic evolution of the area, may be summarized as follows: Southern branch of Noe-

Tethys and Inner Taurid Ocean were formed starting from Upper Triassic. Their closure starting during Lower Cretaceous and was completed during Upper Miocene.

GİRİŞ

Doğu Toros Orojenik Kuşağı'nda yer alan Elazığ ve yakın çevresi, Neo-Tetis Okyanusu'nun Güney Kolu ve İç Torid Okyanusu'nun açılma ve kapanmasında jeolojik-jeotektonik açıdan anahtar nitelikli özellikler taşımaktadır. Elazığ ve yakın çevresi bu kolların uzanım alanı içerisinde yer almaktadır (Şekil 1). Elazığ ilinin kuzeyinde yaklaşık 350 km'lik bir alanda gerçekleştirilen bu çalışmada (Şekil 2), bölgenin stratigrafik ve tektonik özelliklerinin belirlenmesi ve bu özelliklerden yararlanılarak çalışma alanı ve yakın çevresinin tektonik evrimi ile ilgili olarak ileri sürülen görüşlere katkı sağlanması amaçlanmıştır.



Şekil 1: a-İnceleme alanının yer bulduru haritası ve Neo-Tetis'in konumu içerisindeki yeri (Şengör ve Yılmaz, 1983). b-Neo-Tetis'in güney kolunun yayılımı, temel ve örtü birimleri. c-Elazığ ve yakın çevresinin genelleştirilmiş jeoloji haritası ve inceleme alanının konumu.

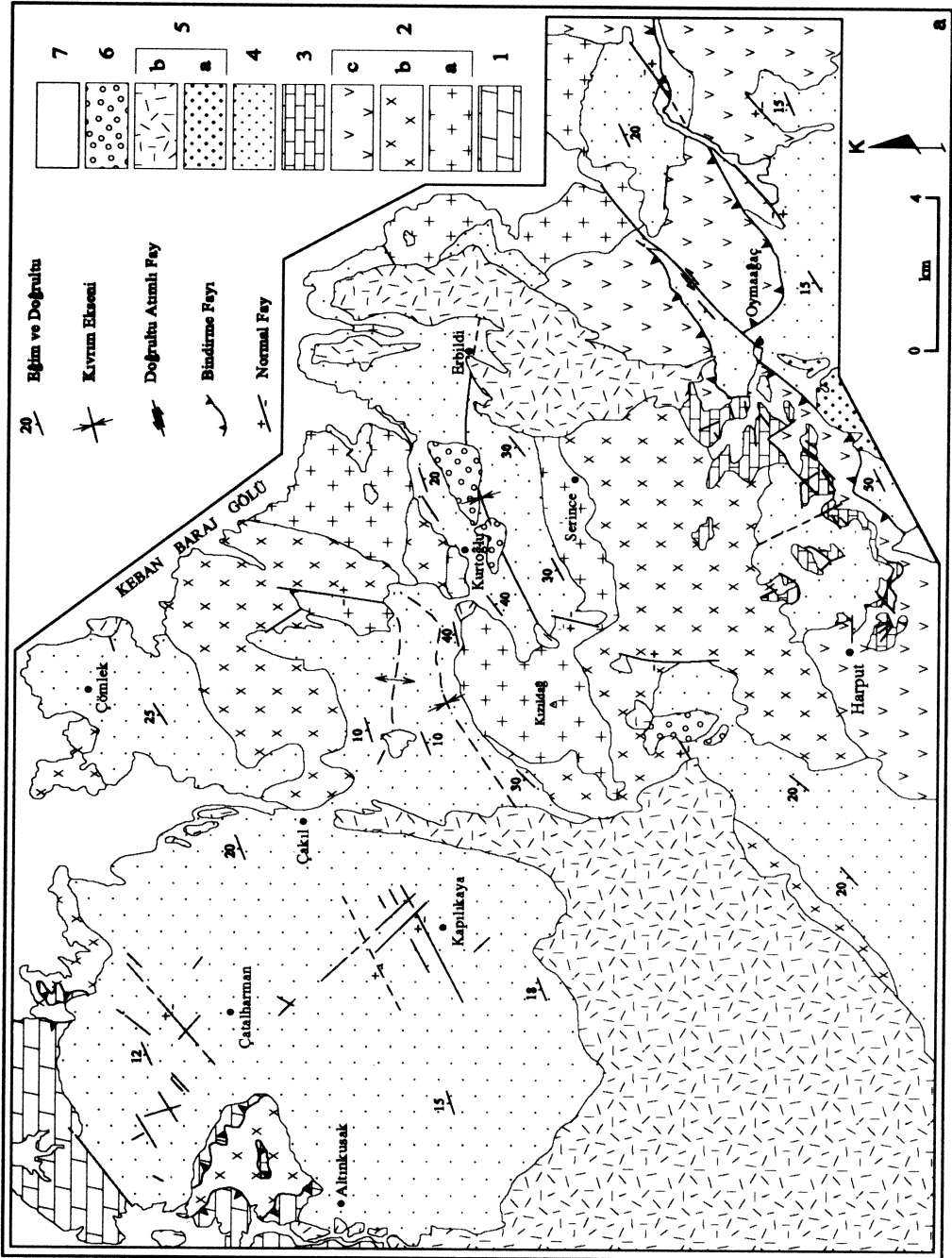
STRATİGRAFI

İnceleme alanında yüzeyleyen litolojik birimler Keban Metamorfite (Permo-Triyas), Elazığ Magmatitleri (Senoniyen), Harami formasyonu (Maastrichtiyen), Kırkgeçit formasyonu (Orta-Üst Eosen), Karabakır formasyonu (Alt Pliyosen) ve Palu formasyonu (Pliyo-Kuvaterner)'dir (Şekil 2).

Keban Metamorfite

Çalışma alanının en yaşlı birimi olan Keban Metamorfite, ilk defa Özgül (1976) tarafından tanımlanmış ve Batı Toroslar'da Alanya Birliği'ne dahil edilmiştir. Elazığ ilinin kuzeyinde yüzeylenen Keban Metamorfite Çatalharman köyünün kuzey ve batısında sınırlı yüzeylemelere sahiptir. Birim tabanında Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri üzerine tektonik dokunakla gelirken, tavanında Orta-Üst Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Birimin kalınlığı 200 m'dir (Şekil 2). Elazığ çevresinde kristalize kireçtaşı-kalkışist, şist, mermer ve amfibolitlerle temsil edilen Keban Metamorfite, inceleme alanında beyaz, yer yer pembe renkli, masif, bol çatlaklı mermerler ile karakterize edilir. Üst Kretase sonundaki tektonik hareketlerden yoğun olarak etkilenen birim, bu hareketlerin etkisiyle güneye sürüklenmiş ve allokton bir karakter kazanmıştır.

YAS	ÖZELLİKLERİ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Seneniyen	Elazığ Magmatitleri		Diyorit, kuvardyorit, granit, tonalit, granodiyorit, aplit, diyabaz ve mikrodiyorit
Permo-Triyas	Keban Bazaltları		Tektirik dokunak Bazaltik yeselik lav Bazalt, andezit ve desilik damarlar
Maastrichtiyen	Harami		Maalef kumtaşı Kireçtaşı Kumlu kireçtaşı Rudilli-benik foraminiferli kumtaşı Konglomera, kumtaşı Açılı uyumsuzluk Mermer
Orta-Üst Eosen	Kırkgöçit		Kireçtaşı (Harami) ve çamurtaşı (Moniyen-Alt Teneşiyen) olisistleri içeren maalef konglomera
Pliyosen	Palu		Çamurtaşı Kumtaşı-çamurtaşı
Ac Pliyosen	Karabazır		Konglomera
Pliyo-Kuvaterner	Kireçtaşı		Kireçtaşı
	Alüvyon		Alüvyon



Şekil 2: İnceleme alanının a-jeolojisi haritası ve b-stratigrafik dikme kesiti. 1-Keban Metamorfitleri (Permo-Triyas), 2-Elazığ Magmatitleri (Seneniyen), a-Granitik, b-Diyoritik, c-Bazaltik kayalar, 3-Harami formasyonu (Maastrichtiyen), 4-Kırkgöçit formasyonu (Orta-Üst Eosen), 5-Karabazır formasyonu (Alt Pliyosen), a-Konglomera, b-Bazalt, 6-Palu formasyonu (Pliyo-Kuvaterner), 7-Alüvyon.

Afshar (1965), Tunceli-Bingöl yörelerinde yaptığı çalışmalar birime Üst Permiyen, Kipman (1981) ve Özgül (1984), Keban çevresinde yaptıkları çalışmada Permiyen-Alt Triyas yaşını vermişlerdir. Bu veriler ışığında birimin yaşı Permiyen-Alt Triyas olarak kabul edilmiştir. Platform tipi sığ deniz çökellerinden oluşan Keban Metamorfitleeri Üst Kretase'de İç Torid Okyanusu'nun kuzeye yitimi ve bu yitime bağlı olarak oluşan Elazığ Magmatitleri'nin sokulumu sırasında, düşük-orta dereceli bölgesel ve kontakt metamorfizma geçirmiştir.

Elazığ Magmatitleri

İlk kez Hakkari ili, Yüksekova ilçesi civarında Perinçek (1979) tarafından tanımlanan Elazığ Magmatitleri, doğuda Hakkari'den başlayarak batıda Elbistan'a kadar, Doğu Toroslar üzerinde oldukça geniş bir alanda izlenebilmektedir. Birim Turan vd. (1995) tarafından "Elazığ Magmatitleri" olarak yeniden tanımlanmış ve adlandırılmıştır. İnceleme alanında Kırkgeçit formasyonu ile birlikte en geniş yayılıma sahip olan birim Harami (Maastrichtiyen), Kırkgeçit (Orta-Üst Eosen) ve Karabakır (Alt Pliyosen) formasyonları tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Birim, Çatalharman köyünün kuzey ve batısında Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfitleeri tarafından tektonik dokunakla üzerlenirken, çalışma alanının doğusunda Orta-Üst Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu üzerine tektonik dokunakla gelmektedir (Şekil 2). Elazığ Magmatitleri Kızıldağ ve Serince köyü çevrelerinde granit, granodiyorit, tonalit, kuvarsdiorit gibi derinlik; aplit, mikrodiorit, diyabaz gibi yarı derinlik; bazalt, andezit, bazaltik yastık lav, spilitik bazalt ve dasit gibi yüzey kayalarlarıyla temsil edilmektedir. Kızıldağ'ın batısında ve Kurtoğlu köyünün kuzeyinde granitik kayalar diyoritik kayalar keserken, yer yer bu kayalar arasındaki ilişkilerin tektonik karakter kazandıkları da belirlenmiştir (Şekil 2). Çalışma alanında Elazığ Magmatitleri'ne doğrudan yaş verebilecek herhangi bir veri bulunamamıştır. Doğu Toroslar'da birimle ilgili çalışmaların hemen hepsinde birimin yaşı Üst Kretase olarak benimsenmiştir. Bu çalışmada Elazığ Magmatitleri'nin Senoniyen yaşlı olduğu kabul edilmiştir. Elazığ Magmatitleri Üst Triyas'tan itibaren açılmaya başlayan İç Torid Okyanusu'nun Üst Kretase başlarından itibaren kuzeye doğru dalması sırasında kısmen okyanusal, kısmen de kıtasal kabuk üzerinde gelişmiş ada yay ürünü olarak kabul edilmektedir (Yazgan, 1984; Hempton, 1984; Bingöl, 1984).

Harami Formasyonu

Formasyon ilk defa Adıyaman ili Gölbaşı ilçesi kuzeyinde Erdoğan (1975) tarafından tanımlanmıştır. İnceleme alanında Harput bucağı çevresinde yüzeylemeler veren formasyon paraotokton konumludur. Birbirinden kopuk yüzeylemeler veren formasyon Elazığ Magmatitleri üzerine uyumsuz olarak gelirken, tavanında Orta-Üst Eosen yaşlı Kırkgeçit ve Alt Pliyosen yaşlı Karabakır formasyonları tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Formasyon inceleme alanında 35 m'lik kalınlığa sahiptir. Harami formasyonu tabanda konglomera ve kumtaşları ile başlayan ve üste doğru sarımsı bej renkli kumlu kireçtaşı ve kristalize kireçtaşlarıyla devam eden bir istif sunmaktadır. Formasyonun tabanında yer alan konglomeralar tamamen Elazığ Magmatitleri'ne ait diyorit, bazalt ve andezit çakıllarından türemiştir. Kırmızı renkli konglomeralar alt seviyelerde oldukça köşeli çakıllardan oluşmakta ve yer yer oldukça ince, yine kırmızı renkli, merceksel geometrilik kumtaşı arakatıkları içermektedir (Şekil 2b). Kötü boylanmalı ve yer yer tane destekli olan bu konglomeralarda çakıl boyları 1-2 cm'den 60-70 cm'ye kadar değişmektedir. Konglomeralar içerisinde yer yer oldukça iyi yuvarlaklaşmış çakıllardan oluşan karbonat çimentolu düzeyler de söz konusudur. Konglomera seviyeleri dereceli olarak bentik foraminifer, Rudist ve alg parçaları içeren masif kumlu kireçtaşı ve kireçtaşlarına geçmektedir. Yapılan mikroskopik incelemeler sonucunda Harami formasyonuna ait kireçtaşlarının kumlu biyosparit ve biyosparit türü kireçtaşları oldukları saptanmıştır. Paleontolojik incelemeler sonucunda formasyonda; *Vaccinites loftusi*, *Hippurites cf. variabilis*, *Sabinia rtanjica*, *Mitrocaprina cf. bulgarica*, *Radiolites sp.* ve *Joufia sp.* gibi Rudist türleri ve *Orbitoides medius*, *Orbitoides apiculatus*, *Smoutina cruysi*, *Omphalocyclus macroporus*, *Hellonocyclina beotica*, *Siderolites calcitrapoides* ve *Sirtina orbitoidiformis* gibi bentik foraminifer türlerine rastlanmıştır. Bu fosil topluluğu esas alınarak formasyona Maastrichtiyen yaşı verilmiştir. Formasyonun tabanındaki konglomera ve kumtaşları fan delta çökelleri olarak yorumlanabilir. Bu yoruma konglomera çakıllarının oldukça köşeli olması, kütle akması ve elek çökellerinin varlığı dikkate alınarak gidilmiştir. Karasal istif içerisinde yer alan karbonat çimentolu ve yuvarlaklaşmış çakıllar kapsayan konglomeralar yeniden işlenmiş düzeylerdir. Kırıntılıların üzerindeki kumlu kireçtaşı ve kireçtaşları sığ denizde çökelmiş karbonat yığılımlarıdır.

Kırkgeçit Formasyonu

Birim ilk defa Van'ın güneydoğusunda Kırkgeçit bucağı çevresinde tanımlanmıştır (Perinçek, 1979). Formasyon 500 m'den fazla bir kalınlık sunmaktadır. İnceleme alanında geniş bir yayılıma sahip olan formasyon, Harput çevresinde, Serince, Çakıl ve Çömlek köyleri çevresinde yüzeylemektedir. Kırkgeçit formasyonu tabanında Elazığ Magmatitleri ve Harami formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelirken, tavanında Alt Pliyosen yaşlı Karabakır ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı Palu formasyonları tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. İnceleme alanının doğusunda ise Elazığ Magmatitleri Kırkgeçit formasyonu üzerine tektonik dokunakla gelmektedir (Şekil 2). Sıkça fasiyes değişiklikleri gösteren Kırkgeçit formasyonu Harput çevresinde değişik köken ve boyutta olistolitik kütleler bulunduran, kötü boylanmalı, köşeli, tane destekli konglomeralar ile yer yer teknesi çapraz tabakalanma gösteren, tane boyu çakıl ile kaba kum boyutu arasında değişen masif kumtaşlarından, Kurtoğlu çevresinde ise gri renkli çamurtaşı ve sarımsı boz renkli kalkarenit araldanmasından oluşmaktadır. Çamurtaşları yer yer biyojenik oyu yapıları ve bentik foraminifer parçaları içermektedir. İnce-orta tabakalı kalkarenitler kesitin alt düzeylerinde hamaksı çapraz tabakalanmalar gösterirken, orta-üst düzeylere doğru dereceli tabakalı ve yatay tabakalı-laminalı kalkarenitler şeklindedir. Kapılıkaya çevresinde ise formasyon alt-orta düzeylerde kırmızı renkli düzlemsel yatay laminalı kumtaşı, kırmızı renkli balık kılıcı çapraz laminalı kumtaşı, kırmızı yer yer gri renkli teknesi çapraz tabakalı kumtaşı ve gri ve yer yer kırmızı renkli çamurtaşı araldanmasından, üst düzeylerde ise bej renkli, düzgün tabakalı istiftaşlarından oluşmaktadır. Formasyonun alt-orta düzeylerini oluşturan istifte yaygın olarak düşey ve yatay oyuklar gözlenmektedir. Birimden derlenen örneklerde *Nummulites millicaput*, *Nummulites striatus*, *Nummulites perforatus*, *Asterigerina rotula*, *Assilina spira*, *Chapmanina gassiensis*, *Linderina brugesii*, *Distichoplax biserialis* ve *Fabiania cassis* gibi bentic foraminifer türleri saptanmış ve birime Orta-Üst Eosen yaşı verilmiştir. Formasyon içerisinde yer alan havza dışı kökenli çamurtaşı olistolitleri içerisinde *Morozovella sf. uncinata*, *Morozovella conicotruncata*, *Morozovella angulata*, *Morozovella cf. simulatilis*, *Morozovella cf. praecursoria*, *Morozovella velascoensis*, *Planorotalites pseudomenardii* ve *Globigerina velascoensis* gibi fosil türleri saptanmış ve bu kütlere Monsiyen-Alt Tanesiyen yaşı verilmiştir. Kırkgeçit formasyonunun litolojik özellikleri göz önüne alındığında, formasyonun çökeldiği havzanın KKB'dan GGD'ya doğru derinleştiği görülür. İçerisinde olistolitik kütleler bulunduran düzeyler moloz akması ürünleridir. Kırkgeçit formasyonu gel-git altı ve düzlüğü, karbonat şelfi ve dış şelf ortamlarında çökelmiştir (Türkmen vd., 1999).

Karabakır Formasyonu

Formasyon ilk defa Pertek batısında Karabakır köyü civarında Naz (1979) tarafından tanımlanmıştır. İnceleme alanında Harput bucağı ve Serince köyünün doğusunda ve Kızıldağ'ın batısında yüzeylemeler veren formasyon kendisinden yaşlı olan birimleri açılı uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 2). Çalışma alanında formasyon konglomera, piroklastit, bazalt ve andezitlerden oluşmaktadır. Sarımsı boz renkli, kalın tabakalı, kum matriksli, tane destekli ve gevşek tutturulmuş konglomeralarda çakıl boyları 2-3 cm ile 30 cm arasında değişmektedir. Konglomeraların çakılları Elazığ Magmatitleri ile Harami ve Kırkgeçit formasyonlarından türemiştir. Çakıllarda herhangi bir derecelenme ve boylanma görülmez. Genel olarak çakıllar köşeli olmakla birlikte, bazı çakılların iyi yuvarlaklaştığı görülür. Bazı yüzeylemelerde çok ender olarak konglomeralar ile araldanmalı 40-50 cm. kalınlığında kumtaşı düzeyleri söz konusudur. Çalışma alanında geniş alanlar kaplayan bazaltlar koyu renkli, bol çatlak ve gaz boşluklu olivinli bazaltlardan şeklindedir. Yer yer bazaltların alt düzeylerinde kalınlığı 2-5 m arasında değişen tuf ve piroklastitlere de rastlanmaktadır. Formasyon Çömlek köyünün doğusunda yeşilimsi gri renkli bol çatlaklı andezitlerden oluşmaktadır. Karabakır formasyonu içerisinde formasyona kesin yaş verebilecek herhangi bir fosil bulunamamıştır. Ünay ve Bruizn (1997) Elazığ çevresinde birimin tortul düzeylerine karşılık gelen çökellerde yaptıkları memeli tayinlerinde *Mimomys occitanus*, *Occitanomys brailloni*, *Apodemus dominons*, *Mesocricetus aff. Primitivus*, *Spalacidae gen. et sp. indet* ve *Cricetidae gen. et sp. indet* fosillerini saptayarak, birime Alt Pliyosen yaşını vermişlerdir. Ercan ve Asutay (1993), formasyona ait volkanik kayalar üzerinde yaptıkları radyometrik yaş tayinlerine dayanarak yine Alt Pliyosen yaşını vermişlerdir. Formasyona, stratigrafik konumu göz önüne alınarak Alt Pliyosen yaşı verilmiştir. Yapılan incelemeler Karabakır formasyonuna ait konglomeraların görsel ortamda çökeldiğini, formasyonu oluşturan volkanik gereçlerin ise kıta içi volkanizma ürünleri oldukları belirlenmiştir.

Palu Formasyonu

Formasyon ilk defa Çetindağ (1985) tarafından Elazığ iline bağlı Palu ilçesi civarında tanımlanmıştır. İnceleme alanında Kızıldağ'ın güneyinde ve Kurtoğlu dolayında yüzeyleyen formasyon, kendisinden yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 2). İnceleme alanında formasyon 20 m'lik kalınlığa sahiptir. Palu formasyonu inceleme alanında tamamen konglomeralardan oluşmaktadır. Konglomeralarda herhangi bir derecelenme ve boylanma görülmemektedir. Çakıl boyları genel olarak 3-5 cm arasında değişmektedir. Sarımsı boz ve gri renkli olan konglomeralar masif görünüşlüdür. Kum matriksli olan konglomeralar genellikle matriks destekli, yer yer de tane desteklidir. Çalışma alanında formasyona kesin yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanmamış, stratigrafik konumuna göre Pliyo-Kuvaterner yaşlı olması gerektiği kabul edilmiştir. Formasyon alüvyon yelpazesi ortamlarında çökelmiştir.

TEKTONİK

İnceleme alanı, Toridler Tektonik Birliği'nin doğu kesiminde jeolojik-tektonik yönden önemli bir bölgede yer almaktadır. Üst Kretase'den günümüze kadar etkin olan jeotektonik olaylar hem bölgenin, hem de Türkiye'nin tektonik şekillenmesinde önemli bir rol oynamıştır.

Kıvrımlı Yapılar: Çalışma alanının büyük bir bölümü tortul birimlerle kaplı olmasına rağmen, inceleme alanında kıvrım tektoniği iyi gelişmemiştir. Sahip olduğu kayatürü özellikleri nedeniyle Kırkgeçit formasyonu tabaka duruşlarında sıkça değişiklikler göstermesine ve küçük ölçekli bükülmeler sunmasına karşılık, arazide doğrudan varlığı görülebilen kıvrımlı yapı yalnızca Serince köyünün kuzeyindeki senklinaldir. Bunun yanısıra, jeolojik harita üzerinde yapılan incelemelerde tabaka duruşlarından yararlanılarak, özellikle Kızıldağ'ın kuzeyindeki kıvrımlı yapıların da varlığı belirlenmiştir. Gerek arazi çalışmaları sırasında ve gerekse jeolojik harita üzerinde yapılan incelemeler sırasında varlığı saptanan kıvrımlı yapılar Kırkgeçit formasyonunun kıvrımlanmasıyla oluşmuştur (Şekil 2). Yaklaşık olarak DKD-BDB doğrultulu ve 4-8 km arasında değişen eksen uzunluklarına sahip olan kıvrımlar geometrik açıdan asimetric kıvrımlardır. Tatar (1987) 20.000 km²'lik bir alanda Landsat fotoğrafları üzerinde yaptığı çalışmada, Elazığ tektonik haritasını hazırlamış ve Palu antiklinali ile Baskil antiklinalinin 100 km'yi aşan uzunlukta büyük bir antiklinalin doğu ve batı uç kısımlarını oluşturabileceğini belirtmiştir. Araştırmacı, Çaybağı çevresindeki kıvrımları da dikkate alarak, bu iki antiklinalin bir antiklinoryum olabileceğini vurgulamıştır. Palu ve Baskil antiklinalleri bir antiklinoryum olarak düşünüldüğünde, inceleme alanında varlığı saptanan kıvrımlı yapılar bu antiklinoryumun kuzey kanadında yer almaktadır. İnceleme alanında, tabakalı yapıların genel olarak K-KB'ya eğimli olmaları ve eksen uzunlukları 4-8 km'yi bulan büyük boyutlu kıvrımlı yapıların varlığı, Tatar (1987) tarafından ortaya atılan Palu ve Baskil antiklinallerinin büyük bir antiklinoryumun doğu ve batı uç kısımları olabileceği görüşünü desteklemektedir.

Kırıklı Yapılar: Çalışma alanının en önemli kırıklı yapılarını yaklaşık olarak DKD-BGB doğrultulu bindirme fayları oluşturmaktadır (Şekil 2). Bindirme fayları Üst Kretase sonu ve Eosen sonrası tektonik hareketlere bağlı olarak gelişmiştir. Çatalharman köyünün kuzey ve batısında görülen tektonik klip ve pencereler Keban Metamorfite'lerinin Elazığ Magmatitleri üzerine itilmesi ile oluşmuştur. Bu tektonik yapılar Keban ve Pertek çevrelerinde açıkça izlenebilen bölgesel ölçekli Üst Kretase sonrası tektonik hareketlerin inceleme alanındaki uzantılarıdır. İnceleme alanının doğusunda görülen bindirme fayları Elazığ Magmatitleri'nin Kırkgeçit formasyonu üzerine itilmesi ile oluşmuştur. Yaklaşık olarak K-KB'ya doğru eğimli olan fay hatları bazı kesimlerde Karabakır formasyonu (Alt Pliyosen) tarafından örtülmüştür. Bu durum faylanmanın Üst Eosen sonrasında geliştiğinin bir göstergesidir. İnceleme alanının diğer önemli bir kırıklı yapısı da Kızıldağ'ın yaklaşık 4 km kadar kuzeydoğusunda görülen ve 2 km kadar izlenebilen fay hattıdır (Şekil 2). Yaklaşık olarak düşey olan bu fay Elazığ Magmatitleri'ne ait granitik kayalar ile diyoritik kayalar arasındaki tektonik dokunağı oluşturmaktadır. Fay hattı güney ucunda Orta-Üst Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu tarafından örtülmektedir (Şekil 2). Gerek arazi çalışmaları ve gerekse hava fotoğrafları üzerinde yapılan incelemeler sonucunda, Kırkgeçit formasyonunun faylanmadan etkilenmediği anlaşılmıştır. Dolayısıyla bu fay Üst Kretase sonunda, Elazığ Magmatitleri'nin oluşumunu tamamlamasından sonra oluşmuş olmalıdır. Oymaağaç köyünün kuzeyinden başlayarak, kuzeydoğuya doğru yaklaşık 5 km kadar izlenebilen fay hattı, inceleme alanının önemli kırıklı yapılarından (Şekil 2). Yaklaşık düşey olan fay boyunca Elazığ Magmatitleri ile Kırkgeçit formasyonu karşı karşıya gelmiştir. Fay

kuzeybatı ucunda izlendiğinde, Murat Suyu nehir yatağının fay hattı boyunca oluşturulduğu ve nehir yatağının da sola ötelendiği görülmektedir. Bu durum fay düzleminin doğrultu atım bileşeninin de var olduğunu göstermektedir. Ancak, yapılan arazi çalışmalarında fayın türünü ve atımını tam olarak ortaya koyacak veriler elde edilememiştir. Faylanmadan etkilenen birimlerin yaşları dikkate alındığında, faylanmanın en azından Üst Eosen sonrasında meydana geldiği söylenebilir.

Jeolojik Evrim

İnceleme alanı ve yakın çevresinin jeotektonik evrimini oluşturan olaylar dizisi, Üst Triyas'ta Neotetis Okyanusu'nun güney kolu ve İç Torid Okyanusu'nun oluşumu ile yakından ilişkilidir (Şengör ve Yılmaz, 1983; Yazgan, 1984; Yılmaz, 1993; Turan vd., 1995). Üst Triyas'ta oluşmaya başlayan ve Jura-Alt Kretase'de oluşumunu tamamlayan İç Torid okyanusu, Üst Kretase başlarında kuzeye yönelik bir dalma batma zonuna bağlı olarak kapanmaya başlamış ve bu yitime bağlı olarak kısmen okyanusal, kısmen de kıtasal kabuk üzerinde (Keban Levhası) Elazığ Magmatitleri oluşmuştur (Yazgan, 1984; Bingöl, 1984; Asutay, 1985; Yazgan ve Chessex, 1991). Okyanusun kapanma evresinin son aşamasında (Maastrichtiyen), bu okyanustan arta kalan kısa ömürlü, oldukça dar, kalıntı sığ havzalarda Harami formasyonu çökelmiş ve Laramiyen orojenik fazı ile Harami formasyonu kıvrımlanarak su yüzüne çıkmıştır. Neotetis Okyanusu'nun güney kolu ise varlığını Alt Miyosen sonuna kadar devam ettirmiştir. Orta Eosen'de kısa ömürlü Maden yayının kuzeyinde, yay gerisi havzada Kırkgeçit formasyonu çökelmeye başlamıştır (Özkul, 1988; Turan, 1984). Hızla gelişen sübsidans nedeniyle, Kırkgeçit havzası, Orta-Üst Eosen'de en geniş yayılımına ulaşmış ve Elazığ-Malatya çevresinden Van'a kadar uzanan geniş alanlar kaplamıştır. Baskil çevresinde incelemeler yapan Turan (1984) ve Van çevresinde incelemeler yapan Aksoy (1988), formasyon içerisinde olistolitlerin varlığından bahsetmektedirler. Çalışma alanında da Kırkgeçit formasyonu içerisinde Harami formasyonundan türemiş kireçtaşı ve Monsiyen-Alt Tanesiyen (Seske formasyonu?) olistolitleri söz konusudur. Bu veriler birlikte değerlendirildiğinde, Kırkgeçit formasyonunun özellikle Orta-Üst Eosen'de olistostromal bir nitelik kazandığı anlaşılmaktadır. İnceleme alanında Kırkgeçit havzası Üst Eosen sonunda varlığını yitirirken, Baskil ve Palu çevresinde Üst Oligosen'e, Van civarında ise Alt Miyosen'e kadar varlığını devam ettirmiştir. Bilindiği gibi Neotetis Okyanusu'nun güney kolunun Üst Kretase'de başlayan kapanma evresi, Arabistan ve Anadolu levhalarının Orta Miyosen'deki nihai çarpışmaları ile sona ermiştir. Alt Pliyosen'de gölsel karasal oluşuklar çökelerken, bu çökeller ile birlikte yoğun bir volkanizmanın oluşması bazalt, tuf ve piroklastit (Karabakır formasyonu) aralanmasına neden olmuştur.

SONUÇLAR

Bu çalışma ile elde edilen sonuçlar aşağıda maddeler halinde kısaca özetlenmiştir:

- 1.Elazığ Magmatitleri üzerinde uyumsuz olarak yer alan Harami formasyonundan elde edilen paleontolojik veriler, birimin Maastrichtiyen yaşlı olduğunu göstermiştir. Harami formasyonu üzerinde yapılan incelemeler sonucunda, formasyonun tabanındaki kırıntıların fan delta çökelleri; bunların üzerinde yer alan karbonatların sığ denizde çökelmiş karbonat yığılımları olduğu belirlenmiştir. Paraotokton konumlu olan formasyonun Elazığ Magmatitleri'nin oluşumunu tamamlamasından sonra, arta kalan oldukça dar ve sığ kalıntı havzalarda çökeldiği kabul edilmiştir.
- 2.Kırkgeçit formasyonu Orta-Üst Eosen'de en geniş yayılımına ulaşmış, Eosen sonunda ise havza batıda Baskil ve doğuda Palu çevresinde Alt Miyosen sonuna kadar varlığını devam ettirmiştir. Kırkgeçit formasyonu içerisinde varlığı saptanan Monsiyen-Alt Tanesiyen yaşlı çamurtaşı olistolitleri yörede Seske formasyonu olarak bilinen sığ deniz karbonatlarının derin fasiyesleri olarak değerlendirilebilir.
- 3.İnceleme alanında varlığı saptanan kıvrımlı yapılar, Palu ve Baskil antiklinallerinin aslında büyük bir antiklinoryumun doğu ve batı uç kısımlarını oluşturabileceği fikrini desteklemektedir.
- 4.Gerek kıvrımlı yapılar, gerekse bindirme fayları yaklaşık KKB-GGD doğrultulu basınç gerilmesi altında oluşmuş tektonik yapılardır. Bu yapıları oluşturan basınç gerilmesinin, Arabistan Levhası'nın kuzeye yönelik bağlı hareketinden kaynaklandığı görüşü bu çalışmada da benimsenmiştir.
- 5.Bölgenin jeotektonik evrimini oluşturan olaylar dizisinin; bölgede Üst Triyas'ta açılmaya başlayan Neotetis Okyanus alanlarının Üst Kretase'den itibaren kapanmaya başlaması ve bu alanların Orta Miyosen'de tamamen kapanmasıyla kontrol edildiği, daha sonraki tektonik olayların ise, Arabistan Levhası'nın kuzeye yönelik bağlı hareketinden kaynaklandığı görüşü benimsenmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazar Prof.Dr.Yusuf TATAR, Prof.Dr.Ahmet SAĞIROĞLU ve Prof.Dr.İ.Erdal KEREY, Prof.Dr.Engin MERİÇ, Prof.Dr.Sacit ÖZER, Doç.Dr.İzver TANSEL ve Doç.Dr.Sefer ÖRÇEN'e teşekkür eder.

KAYNAKLAR

- Afshar, F.A.,1965. Tunceli-Bingöl bölgesi jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 65, 31-41.
- Aksoy, E., 1988. Van ili doğu-kuzeydoğu yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Elazığ, 171 s (yayımlanmamış).
- Asutay, H. J., 1985. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 156 s (yayımlanmamış).
- Bingöl, A.F., 1984. Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region. Proc. Int. Symp. on The Geology of the Taurus Belt, O.Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), Ankara, 209 – 216.
- Çetindağ, B., 1985. Palu-Kovancılar (Elazığ) dolayının hidrojeoloji incelemesi. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Elazığ, 117 s (yayımlanmamış).
- Ercan, T. ve Asutay, H.J.,1993. Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl-Diyarbakır dolaylarındaki Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi. Ankara Üniversitesi A.Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Tebliğler, Ankara, 291-302.
- Erdoğan, T.,1975. Gölbaşı yöresinin jeolojisi. TPAO Rapor No: 229 (yayımlanmamış).
- Hempton, M.R., 1984. Results of detailed mapping near Lake Hazar (Eastern Taurus Mountains). Proc. Int. Symp. on The Geology of the Taurus Belt, O.Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), Ankara, 223 – 238.
- Kipman, E.,1981. Keban'ın jeolojisi ve Keban şarियaji. İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 1, (1-2), 75-81.
- Naz, H., 1979. Elazığ - Palu dolayının jeolojisi. TPAO Arama Merkezi Rapor No:1360 (yayımlanmamış).
- Özgül, N.,1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19 (1), 65-78.
- Özgül, N.,1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. Proc. Int. Symp. on The Geology of the Taurus Belt, O.Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), Ankara, 77-90.
- Özkul, M., 1988. Elazığ batısında Kırkgeçit Formasyonu üzerinde sedimantolojik incelemeler. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Elazığ, 186 s (yayımlanmamış).
- Perinçek, D., 1979. The geology of Hazro - Korudağ - Çüngüş - Maden - Ergani - Hazar - Elazığ - Malatya area. Guide Book, Türkiye Jeoloji Kurumu yayını, 33 s.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri özel dizisi. No. 1, 75 s.
- Tatar, Y., 1987. Elazığ bölgesinin genel tektonik yapıları ve Landsat fotoğrafları üzerinde yapılan bazı gözlemler. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 14, 294 - 308.
- Turan, M., 1984. Baskil-Aydınlar (Elazığ) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Elazığ, 180 s (yayımlanmamış).
- Turan, M., Aksoy, E., Bingöl, A.F., 1995. Doğu Toroslar'ın jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri. Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 7 (2), 177-199.
- Türkmen, İ., İnceöz, M. ve Kerey, İ.E., 1999. Kırkgeçit formasyonu: Gel-git düzlüğü ve fırtınalı şelf kompleksine bir örnek. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi (baskıda).
- Ünay, E. ve Bruizn, H.,1997. Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia. Mededelingen Nederlands Instituut voor, Toegepaste geowetenschappen TNO, 60 (baskıda).
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region (Malatya - Elazığ area, Turkey). Proc. Int. Symp. on The Geology of the Taurus Belt, O.Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), Ankara, 199-208.
- Yazgan, E. ve Chessex, R., 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya. Bulletin of Turkish Association of Petroleum Geologists, 3 (1), 1 - 41.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian Orogen. Geological Society of America Bulletin, 105, 251 - 271.

KONFERANSLAR
Conferences

